Die Täler der Schweizeralpen



Eine geographische Studie

von

Dr. Fritz Nussbaum,
Privatdozent für Geographie an der Universität Bern.

Mit 12 Abbildungen und 3 Tafeln



Bern
Verlag des Schweizerischen Alpinen Museums
1910.

BUCHDRUCKEREI K. J. WYSS.

Wissenschaftliche Mitteilungen
des Schweizerischen Alpinen Museums in Bern.

No. 3.

Die Täler der Schweizeralpen.

Eine geographische Studie

von

Dr. Fritz Nussbaum.

Privatdozent für Geographie an der Universität Bern.

Mit 12 Abbildungen und 3 Tafeln.



Bern

Verlag des Schweizerischen Alpinen Museums.
(Für den Buchhandel durch K. J. Wyss, Verlag, Bern.)

1910.

Buchdruckerei K. J. Wyss, Bern.



Vorwort.

Die Leitung des im Jahre 1905 durch die Sektion Bern des «Schweizer Alpenklub» gegründeten Schweizer. Alpinen Museums hat sich die Aufgabe gestellt, die Ergebnisse wissenschaftlicher Forschungen in den Alpen einem grösseren Interessenkreise durch übersichtliche Darstellung mittelst geeigneter Anschauungsobjekte, sowie auch durch Herausgabe von gemeinverständlichen Schriften zusammenfassend darzubieten.

Dementsprechend ist auch die vorliegende Schrift als Versuch einer Zusammenfassung der wichtigeren, während der letzten Jahrzehnte ausgeführten Untersuchungen über die Täler der Schweizeralpen gedacht und zwar speziell dessen, was sich auf deren Formen und Entstehung bezieht. Der Verfasser hat eine grosse Zahl der Alpentäler unter Leitung der Professoren Ed. Brückner, A. Baltzer und W. M. Davis durchwandert und diejenigen des Saanegebietes[1]) und des Berner Oberlandes eingehend untersucht, so dass er in der Lage ist, eigene Beobachtungen einflechten zu können; die Angaben über das Aare- und Emmegebiet[2]) sind als vorläufige Mitteilungen einer ausführlichen Arbeit zu betrachten, die der Verfasser im Sommer 1909 als Habilitationsarbeit der hohen philosophischen Fakultät der Universität Bern vorgelegt hat.

Als ein ungemein wertvolles Quellenmaterial, das schon mehreren bedeutenden geographischen Arbeiten zur Grundlage diente, wie z. B. der Bestimmung der Höhengrenzen in den

---

[1]) Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes, J. B. der Geogr. Ges. Bern. Bd. XX. 1906.

[2]) Eine in Nr. 6, Vol. X der Eclog. geol. Helv. erschienene Untersuchung über Talbildung im Emmental von F. Antenen konnte nicht mehr berücksichtigt werden, da der erste Bogen schon gedruckt war.

Schweizeralpen, erwiesen sich die eidgenössischen, topographischen Blätter des Siegfried Atlas (S. At.), die im Masstab 1:50000 und 1:25000 aufgenommen sind; auf sie beziehen sich alle im Text angeführten Punkte, und nach den Kurven dieser Blätter sind sämtliche der hier beigegebenen Profile gezeichnet. Die Originale dieser Profil-Tafeln sind im Schweizer. Alpinen Museum deponiert.

Der Kommission des genannten Museums spreche ich für ihr Entgegenkommen hinsichtlich der Ausstattung des Schriftchens meinen besten Dank aus. Ferner fühle ich mich gegenüber den Herren Fr. Rohr und H. Mettler für freundliche Ueberlassung von Photographien zu Dank verpflichtet. Die Clichés von Fig. 6 und 12 wurden vom Verlag Gebr. Attinger, Neuenburg, bezogen.

Möge das Büchlein, das vornehmlich an die Mitglieder des «Schweizer Alpenklub» gerichtet ist, mit Wohlwollen und Nachsicht aufgenommen werden!

BERN (Diesbachstr.), im Januar 1910.

Der Verfasser.

Einleitung.

Die Auffassung von der Entstehung der Alpentäler hat im Laufe der Zeit bedeutende Schwankungen durchgemacht; binnen 50 Jahren haben sich die Ansichten vollständig geändert.

Früher war man allgemein der Ansicht, die Täler seien als Spalten oder Einsenkungen im Zusammenhang mit der Auffaltung und Aufrichtung der Gebirge, also zufolge der Tektonik derselben, gebildet worden.

In den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts trat eine neue Theorie auf, nach welcher die Alpentäler ihre Entstehung der Erosion, der Wirkung der abtragenden Kräfte, zu verdanken haben, eine Theorie, welche bald allgemein Anklang gefunden hat.

Immerhin war man nicht einig über die Art der an der Eintiefung arbeitenden Kräfte.

Nach Tyndall sollen die grossen und tiefen Täler durch die gewaltigen Gletscher der Eiszeit ausgefurcht worden sein, während L. Rütimeyer in überzeugender Weise die grosse Bedeutung der Wirkung des fliessenden Wassers hervorgehoben hat. Nach seiner Auffassung, die er in einer geistvollen Schrift, «Thal- und Seebildung» vertritt, genügten die Kräfte, die wir heute in der Talsohle und an den Gehängen in Arbeit sehen, durchaus, um allmählich die ungeheuren Gebirgsprismen wegzuschaffen, an deren Stelle die Alpentäler liegen. Zur gleichen Ueberzeugung kam Alb. Heim, indem sich bei seinen Untersuchungen über Gebirgsbau ergeben hatte, dass die Alpen schon bis zu einer Tiefe abgetragen seien, bis zu welcher keine bei der Faltung entstandene, klaffende Spalten reichen konnten.[1]

[1] Vergl. A. Bodmer, Terrassen und Thalstufen der Schweiz. Diss. Zürich 1880, p. 6.

In neuester Zeit gelangten Alb. Penck und Ed. Brückner in ihrem Werk «Die Alpen im Eiszeitalter» zum Ergebnis, dass nicht nur das fliessende Wasser, sondern auch die eiszeitlichen Gletscher an der Eintiefung der Alpentäler gearbeitet haben, und diese Auffassung speziell für das Gebiet der Schweizeralpen darzutun, soll hauptsächlich im ersten Teile des vorliegenden Schriftchens unternommen werden.

In diesem ersten Teil wollen wir uns zunächst mit den gesetzmässigen Erscheinungen der Talbildung durch die verschiedenen abtragenden Kräfte vertraut zu machen suchen, so vorerst mit der Entstehung der Flusstäler, sodann mit der Bildung der Gletschertäler.

In einem zweiten Teile soll in aller Kürze angedeutet werden, welche Bedeutung die Täler der Schweizeralpen mit ihren eigenartigen Formen für Flüsse, Lawinen, Gletscher, für klimatische Verhältnisse und für die Vegetation, endlich für den Menschen besitzen. Wie gesagt, kann es sich im vorliegenden Schriftchen nur um Hinweise und Andeutungen handeln; die eine oder andere Erscheinung verdiente nähere Betrachtung, zu der hier der Raum fehlt.

Erster Teil.

Form und Entstehung der Alpentäler.

A. Allgemeines über Talbildung.

Die Alpentäler gehören zu einer Gruppe von Tälern, die sich sowohl nach ihren morphologischen Eigenschaften, wie auch hinsichtlich ihrer Genesis von allen übrigen Talarten zu unterscheiden scheinen; dies dürfte sich aus den folgenden Erwägungen ergeben:

I. Arten der Täler.

Ihrer Entstehung nach zerfallen die auf der Erdoberfläche vorkommenden Täler bekanntlich in zwei Gruppen: in ursprüngliche Täler und Erosionstäler.

1. Die ursprünglichen Täler sind Hohlformen, die direkt mit dem geologischen Bau der festen Erdrinde in Zusammenhang stehen; sie liegen entweder in den Mulden von Schichtenfalten, wie die grossen Längentäler im Berner Jura, oder es sind Einbruchtäler, entstanden durch grabenförmige Einsenkungen der Erdkruste, wie das Rheintal zwischen Basel und Mainz, das Jordantal u. a.

2. Die Erosionstäler verdanken ihre Entstehung der Wirkung der Kräfte, die an der Abtragung der Erhebungen unserer festen Erdrinde arbeiten; unter diesen abtragenden Kräften ist vor allem das fliessende Wasser zu nennen.

Die Beweise für die Entstehung der Täler durch die Erosion des fliessenden Wassers sind augenfällig. Bemerkenswert ist zunächst das Zusammenfallen der Verbreitung der Täler mit der der Flüsse. Wo in höher gelegenen Teilen des Landes noch Flüsse entstanden sind, da finden sich auch Täler. Wo dagegen, wie in vielen Gegenden der Wüsten, fliessendes Wasser fehlt und seit langer Zeit gefehlt hat, da fehlen auch

Täler. Selbst im einzelnen zeigt sich dieses Zusammenfallen darin, dass die regenreiche Seite eines Gebirges stets weit besser entwickelte Täler hat als die regenarme.[1]) Ein fernerer Beweis dafür, dass Flüsse erodieren, also Täler bilden können, liegt in der Tatsache, dass sie imstande sind, Felsstücke fortzubewegen, zu wälzen und sie dadurch zu zerkleinern und dass sie bei ihrer Mündung in der Ebene oder in stehenden Gewässern ihren Schuttgehalt in Form von Schutt- oder Schwemmkegeln ablagern. Nach der Grösse solcher Deltas wurden auch Berechnungen über die Abtragung eines Flussgebietes angestellt; so fand Dr. Ed. Steck[2]), dass die Kander jährlich etwa 400,000 m^3 Geschiebe ablagere; ähnliche Berechnungen führte A. Heim an der Reuss aus[3]).

II. Den Vorgang der normalen Talbildung

bezw. der Durchtalung eines Landes der gemässigten Zonen kann man sich am einfachsten folgendermassen vorstellen (vergl. Fig. 1):

1. Ein unter lang andauernder See- oder Meerbedeckung entstandenes Flachland erfährt eine bedeutende Hebung und Schiefstellung; gleich einem ungeheuren, schwach geneigten, einseitigen Hausdache liegt der Rand auf einer Seite höher als auf der andern, wo er mit einem Steilabfall zum Meer abbricht. Das Regenwasser wird nun ähnlich wie auf dem Dache in unzähligen, im allgemeinen mehr oder weniger parallel zu einander verlaufenden, im einzelnen vielfach gekrümmten Rinnsalen das schiefgestellte Land durchqueren und dem Meere zueilen. Dabei werden sich am hochgehobenen Rande kleinere Wasseradern trichterartig vereinigen, und von den Seiten kommen Nebenflüsse hinzu, so dass die längsten Gewässer auch die wasserreichsten sind; an der Mündung besitzt dann jeder Fluss die grösste Wassermenge und daher auch die grösste

[1]) Nach Ed. Brückner, Die feste Erdrinde und ihre Formen. Leipzig 1897.

[2]) Die Denudation im Kandergebiet. XI. Jahresb. der Geogr. Ges. Bern 1891/92.

[3]) Ueber die Erosion im Gebiete der Reuss. Jahrbuch des Schweizer Alpenklubs XIV. 1879. p. 388.

Erosionskraft, so dass er sich in den Steilabfall am Meeresufer einschneidet. «Ein Fluss, der von der Quelle zur Mündung an Wasser zunimmt, ist bestrebt, sein Gefälle in eine Kurve zu bringen, welche sich von der Quelle zur Mündung beständig verflacht. Diese Kurve ist unabhängig vom primären Gefälle»[1]. Die Mündung eines jeden Flusses ist dessen Erosionsbasis, bis zu welcher hinab er zu erodieren imstande ist, aber niemals tiefer. Die talbildende Wirkung eines Flusses besteht demnach zunächst in einem Einschneiden seines Bettes, zugleich aber auch in der Ablagerung des Schuttes in Form eines Schuttkegels oder Deltas an der Meeresküste. Das Einschneiden beginnt von unten an und rückt immer weiter aufwärts; die Geschwindigkeit dieses Aufwärtsrückens hängt von der Erosionskraft des Flusses und vom Gesteinscharakter des Untergrundes ab. Harte Nagelfluhbänke, die das Tal durchqueren, können das Einschneiden bedeutend hemmen; während in den weichen Mergelschichten der reichlich durchtalten, häufig sehr breiten Fusshügelzone des nordöstlichen Apennin die Tiefenerosion der Flüsse auf keinen Widerstand gestossen ist. In mässig hartem Gestein wird nach gewisser Zeit der Fluss im Unterlauf ein sanftes Gefälle geschaffen haben, während sich in seinem Oberlauf noch bedeutende Stufen vorfinden können, ebenso wie kleinere Seitenbäche mit der Tiefenerosion des Hauptflusses nicht in gleichem Masse Schritt zu halten vermögen und mit einer Stufe ins enge und steilwandige bis schluchtartige Haupttal einmünden. Noch ist die Verästelung des Flussnetzes nicht vollkommen durchgeführt, und zwischen den schmalen Tälern erheben sich noch mehr oder weniger breite Flächen der ursprünglichen Landoberfläche. Solche steilwandige, enge Täler mit Stufen tragen den Stempel der Jugend; die Abtragung durch das fliessende Wasser kann noch nicht sehr lange gewirkt haben.

2. Aber im Verlaufe langer Zeiträume, während welchen das Wasser unverdrossen und unermüdlich arbeitet, nehmen die Täler allmählich einen andern Charakter an; sie werden älter und erlangen die Merkmale der Reife; dies tritt uns sowohl im Querschnitt, wie im Längsprofil und im Grundriss entgegen:

[1] Nach A. Philippson, Ein Beitrag zur Erosionstheorie, Pet. Mitt. 1886, p. 79.

a. Der Querschnitt dieser Täler ist dann mehr oder weniger V-förmig: dem verhältnismässig rasch vollzogenen Einschneiden des Flusses folgt die viel langsamer wirkende Abspülung der Talgehänge durch das rieselnde Wasser, das auf weicheren, undurchlässigen Gesteinsschichten eine weniger steile Böschung erzeugt, als auf härteren Schichten. Poröse Kalksteinbänke widerstehen der Abspülung am längsten, weil sie das auffallende Regenwasser aufsaugen und so dessen Wirkung unterbinden. Wo Mergelschichten mit Kalk- oder Nagelfluhbänken wechseln, entstehen auf den ersteren zufolge der Abspülung sanfter geneigte, schmale Denudationsterrassen.

b. Im Längsprofil der Flusstäler fällt uns das Fehlen von Stufen auf; der Fluss besitzt ein ausgeglichenes Gefälle, das sich selbst im Bereiche harter, das Tal durchquerender Schichten und Bänke eingestellt hat; denn «soviel steht fest, dass kein Gestein auf die Dauer der Korrosion durch fliessendes Wasser widerstehen kann. — Wenn auch theoretisch die Erosion nie zum Stillstand kommt, so kann man doch in der Praxis von einem Niveau reden, wo die Erosion aufhört» (Philippson). Im Stadium der Reife hat der Fluss die Endkurve der Erosion erreicht (vergl. Fig. 1 a).

Das Gefälle ist demnach im Quellgebiet am grössten, und in der Tat sehen wir hier in den unzähligen, steilen, scharfeingeschnittenen Rinnen, die gegen unten zusammenlaufen und so einen unten zugespitzten, ausgesprochenen Trichter bilden, bei Regengüssen mit grosser Schnelligkeit ganz kleine Wasseradern hinunterfliessen, die auf mässig stark geneigtem Boden nur ganz langsam dahinkriechen würden. Je mehr Wässerchen zusammenlaufen, desto schwächer geneigt ist das Bachbett, aber die Geschwindigkeit bleibt annähernd dieselbe, ausgenommen bei aussergewöhnlich hohem oder kleinem Wasserstand.

Wie der Hauptfluss, so besitzen auch alle seine Seitenflüsse und -Bäche ein ausgeglichenes Gefälle, und sie münden gleichsohlig ins Haupttal; denn für jeden Seitenfluss ist die Sohle des Haupttales die Erosionsbasis, nach welcher er seine Gefällskurve ausgleicht.

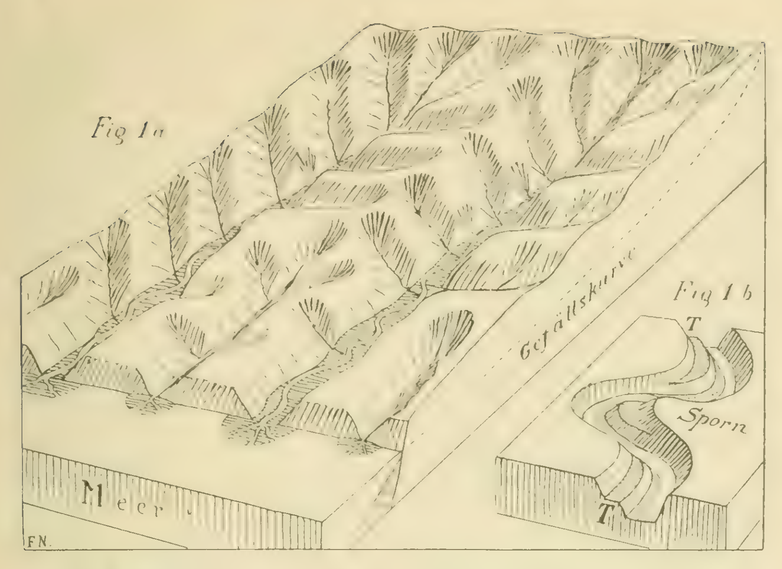


Fig. 1 Modelle von Erosionslandschaften normaler Talbildung.

c. Im Grundriss zeigen die reifen Erosionstäler eine ausgesprochene Verästelung des Talsystems. So vielgestaltig wie die Verzweigungen der Bäume, so verschiedenartig können die Verästelungen der verschiedenen Flussysteme eines grösseren Gebietes sein. In dieser Beziehung ist die primäre Oberfläche von grossem Einfluss: bald weisen Flüsse von einfacher Längserstreckung eine grosse Zahl kleiner Seitenbäche auf, während andere Flüsse aus der Vereinigung verschiedener, grösserer Quellbäche und Seitenbäche hervorgehen. Nehmen wir den Fall an, dass sich mehrere ungefähr parallel zu einander verlaufende Flüsse mit mehreren Quelltrichtern und zahlreichen Seitenbächen in das gehobene und schiefgestellte Tafelland eingeschnitten haben, so können wir sie als Folgeflüsse bezeichnen, da sie der primären Neigung folgen: sie weisen Seitenflüsse erster Ordnung auf; dieselben reichen mit ihren Quelltrichtern bis an die zwischen den Folgeflüssen liegende Wasserscheide hinauf. Aber auch die zwischen den Seitenflüssen erster Ordnung sich erhebenden Kämme erliegen der Abspülung und erzeugen an den seitlichen Gehängen

Bäche, die den genannten Seitenflüssen zueilen; ebenso fliessen Bäche an der Stirnseite der Seitenkämme talwärts, aber in die Folgeflüsse der Haupttäler. So könnte man Seitenflüsse zweiter und dritter Ordnung unterscheiden. Wenn nun im Stadium der Reife alle diese Bäche gut ausgebildete Erosionstrichter im Einzugsgebiet besitzen, so ist die Verästelung vollendet, und von den ehemaligen Flächen des Tafellandes ist nichts mehr zu bemerken; das gehobene Tafelland ist in eine reife Erosionslandschaft verwandelt (vergl. Fig. 1a).

Wo die frühere Landoberfläche Unregelmässigkeiten zeigte, so dass die ersten Gewässer tastend in vielen Krümmungen ihren Weg suchen mussten, da sind die Krümmungen auch beim Einschneiden zum Ausdruck gekommen und haben sich in verstärktem Masse erhalten und zwar auf folgende Weise: Beim Einschneiden wird der Fluss stets an die äussere, die konvexe Seite einer Biegung gedrängt, weil hier die grösste Geschwindigkeit und Erosionskraft ist, so dass nach und nach der umflossene Sporn länger, aber auch schmäler wird und zuletzt ein zum Teil in Terrassen sanft abfallendes Gleitbord aufweist, während sich auf dem gegenüber liegenden Ufer ein ausgesprochenes Steilbord erhebt, das unterschnitten wird [1]). Auf einem terrassenförmig sanft abfallenden Gleitsporn der Aare steht bekanntlich die Stadt Bern, auf einem solchen der Saane die Stadt Freiburg (vergl. Fig. 1b). So ist denn der Lauf der Flusstäler vielfach gewunden, so dass in der Regel das kulissenartige Ineinanderschieben der Seitengehänge uns hindert, das ganze Tal zu überblicken [2]); man denke an die Täler der Töss, der Sitter, der Mosel u. a.

Allein auch wenn der Fluss seine Endkurve der Erosion erreicht hat, so ist er noch erosionskräftig, und er sucht seine Kräfte zu betätigen, indem er die vorspringenden Sporne beim Anprallen untergräbt, so dass sie schmal und schmäler werden und endlich ganz verschwinden: so schafft sich der Fluss durch

---

[1]) Diesen Vorgang hat zuerst A. C. Ramsay: Physical Geology and Geography of Great Britain, 1872, p. 243, in klarer Weise dargestellt.

[2]) Nach Al. Supan, Grundzüge der physischen Erdkunde. Leipzig 1903, p. 492.

laterale Erosion einen ebenen Talboden[1]), der talauswärts an Breite zunimmt; denn da ist der Fluss mit der Tiefenerosion am frühesten fertig geworden, während im Oberlauf die Arbeit des Einschneidens noch lange vorherrscht.

Es kann nun der Fall eintreten, dass sich die Erosionsbasis nach unten verschiebt, so z. B. infolge Hebung des Landes; dann entsteht an der Mündung der Flüsse eine Stufe und daher ein bedeutendes Gefälle bei grosser Wassermenge, so dass der Fluss kräftig in die Tiefe einzuschneiden vermag, um sich der neuen Erosionsbasis anzupassen; das Einschneiden schreitet rückwärts das Tal hinauf, so dass der Reihe nach auch je an der Mündung der Seitenflüsse eine Stufe entsteht, die auf gleiche Weise zum Rückwärtsschreiten und endlich zum Verschwinden gebracht wird. Zu beiden Seiten des neueingeschnittenen, zunächst schmalen Talweges bleiben nun die Reste des älteren und breiten Talbodens als Erosionsterrassen stehen, die sich in der Regel weithin verfolgen lassen, da sie sich durch Ebenflächigkeit und gleichsinniges Gefälle auszeichnen (T in Fig. 1b).

3. Wenn nun ein gehobenes Gebiet während unendlich langer Zeit der abspülenden Wirkung des fliessenden Wassers ausgesetzt bleibt, so werden die Böschungen der Gehänge immer sanfter, die Talsohlen immer breiter und die Flussläufe immer weniger steil: Die reife Erosionslandschaft verwandelt sich in eine wellige Hügellandschaft von sanften Formen, hier und da unterbrochen von etwas kräftigeren Umrissen härterer Gesteinsaufragungen. Dann spricht man von einer alten Erosionslandschaft, und wenn dieselbe eine sanftwellige Fläche darstellt, also eine Rumpffläche bildet, die keine Beziehung zur geologischen Struktur aufweist, so ist ein ganzer Erosionscyklus durchlaufen, wie W. M. Davis gelehrt hat[2]).

---

[1]) Vergl. die Darstellung von W. M. Davis, Physical Geography. 1898. p. 241.

[2]) The geographical Cycle, im Geographical Journal 1899.

B. Beispiel einer reifen Erosionslandschaft:

Das Napfgebiet.

I. Die morphologischen Grundzüge.

Ein ausgezeichnetes Beispiel einer hauptsächlich unter der Wirkung des fliessenden Wassers entstandenen Erosionslandschaft finden wir nach Ed. Brückner[1]) im Napfgebiet, das durch eine Linie begrenzt wird, «die bei Schangnau die Alpen verlässt, gegen den Bantiger bei Bern zieht, von hier gegen Olten zu verläuft, um sich dann südostwärts gegen Wolhusen zu wenden. Ausschliesslich flach gelagerte Molasse, zum Teil mit Nagelfluhbänken, setzt die Höhen zusammen. Quartärablagerungen fehlen so gut wie ganz, von lokalen Schottern in einigen Tälern abgesehen. Ueberall zeigt sich im Grundriss des Talsystems die typische Verästelung der durch Wassererosion entstandenen Täler; der Querschnitt ist mehr oder minder V-förmig. Das Gefälle nimmt stetig talabwärts ab. Alle Täler vereinigen sich gleichsohlig, und Stufenmündungen fehlen. Radial laufen die Haupttäler vom Napf auseinander; zwischen ihnen sind Rücken stehen geblieben, die selbst wieder durch Seitenschluchten gegliedert sind. So stellt uns der Napf den Typus einer durch Wassererosion zerschnittenen, einst flachkuppigen Erhebung dar.»

1. Welche Form diese Täler im Längsprofil aufweisen, geht aus den heutigen Gefällsverhältnissen der Flüsse hervor. Nach den topographischen Aufnahmen im Masstab 1:25.000[2]) lassen sich folgende Beträge des Gefälles der Flüsse im Napfgebiet feststellen:

Die Emme resp. die Ilfis fällt unterhalb Wiggen[3]) auf 10 km mit 12‰ Neigung, dann 5 km mit 10‰, 5 km mit 8‰, 16 km mit 6‰, 8 km mit 5‰ und 10 km mit 4,5‰ bis zu ihrer Mündung in die Aare (428 m ü. M.).

---

[1]) Die Alpen im Eiszeitalter, p. 599 ff.

[2]) Siegfried-Atlas Bl. 126, 128, 142, 143, 145, 321, 368, 370, 371, 383 etc.

[3]) Oberhalb Wiggen durchströmt die Ilfis ein mit eiszeitlichen Erosionsformen ausgestattetes Gebiet.

Die Gefällsverhältnisse der im Napfgebiet entspringenden Flüsse lassen sich auf der folgenden Tabelle übersehen; obenan stehen mehrere der gleichsohlig mündenden Zuflüsse der Emme bezw. der Ilfis und zwar zunächst die linksseitigen, dann die rechtsseitigen. Mit der Langeten wird eine Gruppe eingeleitet, die der nördlichen und östlichen Abdachung des Napf entströmt. Es zeigt sich überall eine ausserordentlich grosse Neigung in der obersten, 1 km langen Talstrecke, unmittelbar unterhalb der Wasserscheide, deren Höhe durch den Hauptkamm gegeben ist; zwischen km 1 und 2 übersteigt dagegen das Gefälle nirgends 100°/₀₀. In regelmässiger Weise nimmt mit der wachsenden Entfernung das Gefälle ab; nach 10 km Entfernung übersteigt es nirgends 20°/₀₀, doch finden sich auch einige Abweichungen vom gleichsinnigen Profil, indem in einem höheren Talstück das Gefälle kleiner erscheint, als beim nächstfolgenden unteren. Dies rührt daher, dass an diesen Stellen der Talboden durch seitliche Schuttkegel eine Erhöhung erfuhr, in die sich der Fluss eingeschnitten hat, so dass es nicht immer möglich gewesen ist, nach den Isohypsen von 10 m ganz genau auch das Gefälle des eingeschnittenen Flusses festzustellen; die Zahlen entsprechen daher meistens dem Talbodengefälle. (Man vergleiche Fig. 1 der beigegebenen Tafel der Längenprofile).

Es zeigt sich demnach, dass die meisten Seitentäler der Emme stufenlos ins Haupttal einmünden. Von dieser Regel machen aber ganz kleine Bäche eine Ausnahme; sie zeigen bei ihrer Mündung eine Stufe; im Grundriss weisen sie dagegen die typische Verästelung auf, die für die reife Erosionslandschaft charakteristisch ist. Häufig fliessen solche Bäche in schmalen und tiefen Tälchen, die den Charakter von Schluchten tragen, so dass man den Eindruck erhält, als ob wir es hier mit jugendlichen Erosionsformen zu tun hätten. Bei näherer Betrachtung ergibt sich, dass auch die ganz kleinen Bäche ein ausgeglichenes Gefälle besitzen, nämlich auf einen älteren, etwa 40—50 m hohen Talboden des Haupttales. Nur die grösseren Bäche haben ihren Lauf dem neuen Talweg des Hauptflusses anzupassen vermocht; die Schmalheit der Täler ist durch stark aufgerichtete, widerstandsfähige Nagelfluhbänke bedingt. Das typische Gebiet dieser schmalen, engen Tälchen ist die Rämisgummengruppe.

Gefälle in ‰ auf km Entfernung, von der Wasserscheide an gerechnet.

Fluss	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19 km
Röthenbach . .	449	100	40	35	20	15	20	20	15	15	15	15	15	15					
Goldbach	232	60	45	30	30	20	20	20											
mit																			
Nesselbach . . .	170	80	30	35	25	35													
Biembach . . .	160	70	50	30	30	20													
Hämelbach . . .	269	90	40	40															
Trubbach . . .	337	70	35	50	35	30	20	20	20	20	18	15							
mit																			
Hüttengraben . .	351	40	50	25	25														
und																			
Brandöschgraben	353	65	30	30	30	35													
Golgraben . . .	310	85	35	25	27	28	25	25	25	25									
Ob. Frittenbach .	244	65	35	35	35	30													
Unt. Frittenbach	210	70	30	30	30														
Grünen	337	50	40	30	30	25	20	25	25	20	20	20	20	20	15	15	15	15	10
mit																			
Kurzeneigraben .	389	40	40	30	25	25	30	25											
Langeten . . .	268	50	45	30	25	20	20	20	20	20	13	10	10	10	10	10			
Luthern	395	85	70	30	20	20	30	20	15	15	20	20	20	15	15	15			
Enziwigger . . .	330	100	60	40	40	25													
Fontanen . . .	370	80	70	50	25	25	30	30	15	19	10								
Gr. Fontanen . .	330	70	70	50	40	20	20	20	20	20									
Mittel:	305	70	45	34	28	24	23	22	19	19	16	16	16	15	13	.13	15	15	10‰

2. Von ausserordentlich schöner Entwicklung sind typische Schotterterrassen im mittleren Emmental, die O. Frey ausführlich beschrieben hat;[1] sie lassen sich von Oberburg an aufwärts über Tschameri, Hasle, Goldbach, Lützelflüh, Rüderswil, Ranflüh, Lauperswil, Emmenmatt, Langnau bis Bärau verfolgen; ferner durch die Täler des Trubbaches und der Grünen. Vielfach sieht man zwei Terrassenflächen; die untere scheint in den oberen Aufschüttungsboden eingeschnitten zu sein, dessen gesamte Mächtigkeit etwa 30 m beträgt. Diese Kiesterrassen entspringen den Schuttkegeln der zahlreichen Quell- und Seitenbäche, die heute häufig ihren Lauf in den gewissermassen abgestorbenen, bewachsenen und besiedelten Schuttkegel eingeschnitten haben; diese Erscheinungen treten besonders deutlich im Trubtal, Hornbachgraben und Kurzeneigraben auf. Bei Emmenmatt und Schüpbach finden sich wie bei Goldbach nicht selten Gerölle aus dem Berner Oberland, wie Gasteren-Granit, Protogin und Niesenflysch, während überall sonst die Gerölle aus der polygenen Nagelfluh zu stammen scheinen.

In den meisten Aufschlüssen sind die gut geschichteten Schotter durchaus unverfestigt; es scheint, als ob sie in strömendem Wasser abgesetzt worden seien. Davon machen einige Terrassen Ausnahmen, nämlich bei Tiefenbach südlich von Oberburg und an der Mündung des Heimiswilbaches, wo mächtige Lager von Lehm und Schlamm ausgebeutet werden, die offenbar im stehenden Wasser abgelagert worden waren. Diese Schotter- und Lehmbildungen beweisen, dass ehemals eine Stauung der Emme bei Burgdorf stattgefunden haben muss; hier legt sich in der Tat ein mächtiger, absperrender Schuttwall von Westen bis zum Schlossfelsen heran; dieser Schutt besteht aus diluvialem Gletscherschutt mit Gesteinen aus dem Wallis; auch finden sich bei P. 582 geschichtete Lagen mit Aaregeröllen. Das Ganze stellt sich als guterhaltene Ufermoräne des Rhonegletschers aus der Eiszeit dar. Nach den neuesten Untersuchungen werden nun auf dem Boden der Schweizer Alpen vier grosse Vergletscherungen angenommen,

[1] Talbildung und glaziale Ablagerungen zwischen Emme und Reuss. Neue Denkschrift der allg. schweiz. Ges. f. d. ges. Naturw., Bd. XLI, Abh. 2. 1907, p. 87. Ich konnte die Beobachtungen von O. Frey im Napfgebiet bestätigen.

nämlich nach Penck und Brückner: Günz-, Mindel-, Riss- und Würm-Vergletscherung.[1]) Während der letzten, nämlich der Würm-Eiszeit, wurde das Emmental durch den Rhonegletscher gestaut. Die Kiesterrassen dürfen also zeitlich den Niederterrassen gleichgestellt werden, wie schon Brückner erkannte (l. c. p. 600); demnach müssen die Täler im Emmegebiet vor der Würm-Eiszeit existiert haben.

Nun finden sich unter den Aufschlüssen einige wenige, in welchen man deutlich Verkittung und Verfestigung wahrnehmen kann, so z. B. bei Tschameri, wo auffallend grosse Gerölle aus den Alpen vorkommen; «löcherige Nagelfluh» wurde von F. J. Kaufmann bei Emmenmatt beobachtet,[2]) und von einer mächtigen Kiesbildung, einer «lückenhaften diluvialen Nagelfluh», berichtet O. Frey,[3]) nämlich bei Gammenthal[4]) unweit Sumiswald; sie setzt hier die Terrasse von Engelberg zusammen, die die Schotterterrasse von Sumiswald um 25 bis 30 m überragt; letztere entspricht der 30 m mächtigen Niederterrasse; demnach scheint der Gammenthaler-Schotter nach Aussehen und Lage älter zu sein. O. Frey möchte ihn als Ablagerung der auch zur Riss-Eiszeit gestauten Emme auffassen; ferner dürften dieser Epoche Schotterterrassen bei Dürrenroth angehören und wahrscheinlich auch solche bei Huttwil, in welche sich die Langeten und bei Schwarzenbach die Wyssachen eingeschnitten haben. Hochterrassenschotter wurde ferner von O. Frey (l. c. p. 45) im Lutherntale unterhalb Zell bei Gettnau in einer Mächtigkeit von 25—30 m, zum Teil bis unter das heutige Flussbett hinab aufgeschlossen, beobachtet.

Die Unterscheidung von Hoch- und Niederterrasse in den Napftälern ist von Bedeutung hinsichtlich der zeitlichen Bestimmung der Eintiefung der Talfurchen. Es ergibt sich demnach, dass die Täler unseres Molasselandes vor Ablagerung der Hochterrasse ausgewaschen waren, wie O. Frey in trefflicher

[1]) Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901—1908, abgekürzt hier stets als P. u. B. zitiert.

[2]) Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Lief. XXIV. 1886, p. 499.

[3]) loc. cit. p. 98.

[4]) Dieselbe wurde schon 1872 von F. J. Kaufmann als «löcherige Nagelfluh» bezeichnet. Beiträge Lief. XI. p. 375.

Weise ausgeführt hat (l. c. p. 65). Die letzte Durchtalung hat also in der Mindel-Riss-Interglacialzeit stattgefunden.

In dieser Auffassung werden wir noch bestärkt, wenn wir weitere Spuren der Riss-Eiszeit wie erratische Blöcke, Moränen und Erosionsformen im Napfgebiet weiter verfolgen. Es finden sich Riss-Moränen in der Sohle und an den Gehängen kleiner Täler, die demnach älter sein müssen als die Riss-Eiszeit. So stellte F. Antenen[1] Moränen im Röthenbachgebiet fest, nämlich im Trachselbach-, Kalk- und Fambachgraben, und im Mättenbachgraben bei Eggiwil beobachtete ich reichlichen erratischen Schutt. Das Auftreten von Walliserblöcken beweist, dass die Ablagerung des Schuttes im Röthenbachgebiet im Maximum der Riss-Eiszeit stattgefunden hat. In der Umgebung von Langenthal bis zur Wigger tritt eine typische Rundbuckellandschaft auf, die von O. Frey geschildert wurde;[2] in ihrem Bereiche finden sich an zahlreichen Orten Riss-Moränen, so bei Langenthal, bei Madiswil, bei Pfaffnau (Sagen), Sennhof, Rümlisberg, Ramooswald, Weiergut und Tannacker, ferner bei Melchnau, Leimiswil und oberhalb Riedtwil. Es kann mit Sicherheit angenommen werden, dass die Täler unseres Gebietes älter sein müssen, als die Riss-Eiszeit und nicht jünger, wie Brückner annahm,[3] — der nach den Erosionsformen auf ihre jüngere Entstehung schloss; auch waren ihm nur vereinzelte grosse Blöcke der Riss-Vergletscherung, nicht aber Riss-Schotter und -Moränen in diesen Tälern bekannt; die Erhaltung so scharfer Erosionsformen ist allerdings auffallend; sie erklärt sich vielleicht in der Annahme, dass das Gebiet nur vorübergehend vom Gletscher überflutet worden ist, der hier nicht erodierte, sondern nur da, wo er längere Zeit stationär blieb, wie in den Zentraldepressionen.

3. Eine weitere Bestimmung in der Talbildung des Napfgebietes wird ermöglicht durch Terrassen, die sich in ihrem Aufbau und ihrer Entstehung von den Schotterterrassen unterscheiden.

---

[1]) Die Vereisungen der Emmenthäler. Mit Karte. Mitt der nat. Ges. Bern. 1901.

[2]) l. cit. p. 141.

[3]) P. u. B. 600.

Vielerorts besteht nämlich nur das Hangende aus Schotter, der auf einem Felssockel auflagert; an andern Orten treten auch Felsterrassen auf, die von einer kaum meterhohen Schotterschicht bedeckt sind; sie erweisen sich demzufolge als Erosionsterrassen. Sie sind an den grösseren Flüssen wie Emme, Ilfis, Grünen und Luthern besonders schön entwickelt; erkennbar an der Langeten und am Winigenbach; ihre Höhe beträgt im Emmental etwa 50—60 m, in andern Tälern durchweg 40 m. Auf solche Erosionsterrassen im Emmental machte schon O. Frey (l. c. p. 88) aufmerksam, wie Unterschwand bei Trubschachen, 60 m; Bäreggfeld und Widerberg am Ausgang des Golgrabens, beide 50—55 m hoch, im Tal der Ilfis. An der Emme sind bei Eggiwil: Ebnit und Giebel, 50 m; von Neuhaus, 50 m, setzt sich eine schmälere Terrasse gegen Aeschau fort; beim Hof Erlenbach beginnt die breite 50 m hohe Terrasse von Mutten; nordöstlich davon die Häleschwandterrasse, vor welcher zwei tiefere Schotterfelder liegen; ferner bei Lauperswil: Kalchmatt und Ebnit-Zingghüsli (r. Ufer); bei Oberburg: Stöckeren, und als Terrassenrest dürfte der 50 m hohe Schlossfelsen von Burgdorf betrachtet werden. Im Tal der Grünen finden sich Felsterrassen bei Port, östlich Wasen, beim Spital und bei Trachselwald, Höhe etwa 40 m. Dieselbe Höhe weist eine mit Diluvialschutt bedeckte Terrasse am Winigenbach bei Breitslohn auf. Aehnliche Verhältnisse treffen wir an der Langeten bei Langenthal; hier liegt älterer Flusschotter, der von Riss-Moräne überlagert wird, auf Felsterrasse in 510—520 m, 30—40 m über der Talsohle. Besonders deutlich ist eine Erosionsterrasse von 40 m im Lutherntal entwickelt, die sich 10 km weit verfolgen lässt, nämlich von der Mündung des Wallenbaches über Grünenboden, Hofstatt, Rufswil, Im Stoss (Barenwald) bis Zell (Allmend). Nach der Luthernterrasse zu schliessen, ist es ohne weiteres klar, dass die Flüsse ehemals auf einem 40—50 m höheren Talboden flossen und dass sie später durch Einschneiden in ihre heutige Lage gekommen sind, während der ältere Talboden als Terrasse stehen geblieben ist.

Da dieses letzte Einschneiden in der Mindel-Riss-Interglacialzeit stattgefunden haben dürfte, so muss die Entstehung des 40—50 m höhern Talbodens vor und während der Mindel-Eiszeit angenommen werden. Diesem Talboden entsprechen,

wie wir sahen, auch die kleinsten Seitenbäche der Flüsse; demnach hatte also zu dieser Zeit die Talbildung im Napfgebiet die Reife erreicht. Da nun diese Epoche zeitlich der Ablagerung des jüngeren Deckenschotters entspricht, so werden wir zur Untersuchung der Talsohlenverhältnisse im Aaretal geführt und zwar bis Brugg hinab, wo jüngerer Deckenschotter, welcher der Mindel-Eiszeit entspricht, nach Brückner (P. u. B. 444) auf dem Bruggerberg in 440 m auflagert. Das heutige Gefälle der Aare beträgt unterhalb Solothurn bis Turgi 1—1,3 ‰. Nehmen wir einen Mittelwert von 1,2 ‰ an und steigen wir von der Sohle des jüngeren Deckenschotters aareaufwärts, so ergibt sich bei Aarwangen für den ehemaligen Talboden eine Höhe von 500 m, also ein Wert, welcher der benachbarten Terrasse von Langenthal entspricht. Wir dürfen also die Entstehung des 40—50 m hohen Talbodens der ersten Interglacialzeit zuweisen.

4. Wenn wir das Querprofil der Täler der Emme, der Ilfis, der Luthern und einiger grösserer Seitenbäche betrachten, so können wir überall ungefähr folgende Züge feststellen:[1] Aus dem ebenen Talboden hebt sich der Talabhang mit auffallender Steilheit etwa 100—120 m empor, um dann in ein sanfter geneigtes Gehänge überzugehen. An vielen Orten finden sich über der Kante des steilen Abhanges ziemlich breite Denudationsterrassen, die auf härteren Nagelfluhbänken liegen; über denselben steigt gewöhnlich der flachrundliche Bergrücken regelmässig zu den höchsten Erhebungen empor. An anderen Orten, namentlich an der Mündung grösserer Seitenbäche, haben wir es offenbar mit echten Erosionsterrassen zu tun. Solche hochgelegene alte Terrassen finden sich bei Langnau in 820—830 m; dahin gehören der Gibelwald-Sporn mit der Langenegg und die Terrasse Dorfberg-Dürsrüti auf dem rechten Ufer und links diejenigen von Altenei und die Sonnbergegg. Bei Zollbrück treffen wir in 780 m die Terrasse von Riedberg an, und nördlich von Ranflüh zeigt der Ramisberg in 740 m verhältnismässig sanfte Rückenform über steilerem Gehänge; weiter talabwärts bildet der abgeflachte Sporn des Harisberg und Dietlenberg eine entsprechende Erscheinung, und zwischen
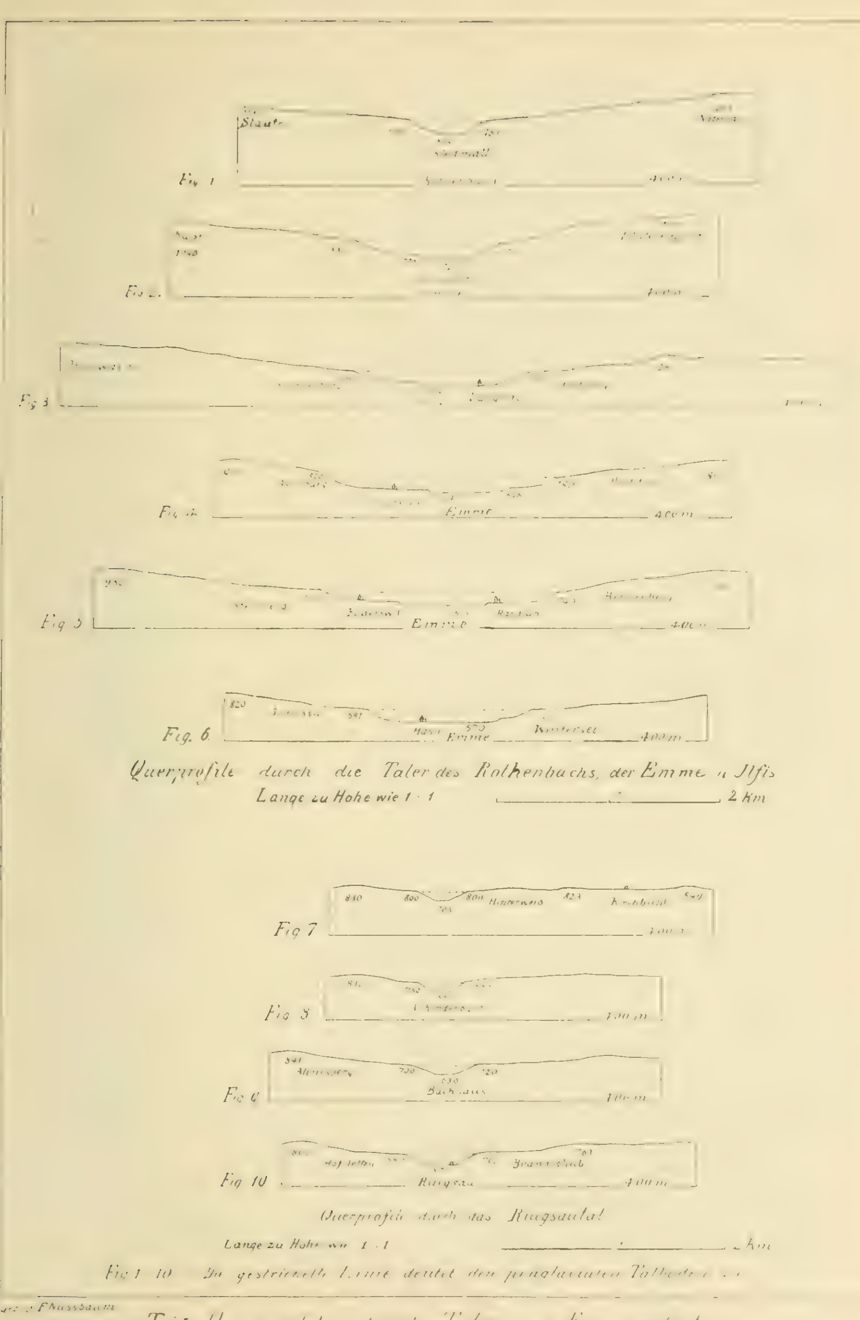
[1]) Vergleiche die beigegebene Tafel: Querprofile durch Täler des Emmengebietes.

Rüegsauschachen und Burgdorf weisen mehrere terrassenförmige Vorsprünge die Höhe von 670 m auf, so auch der breite, abgeflachte Binzberg bei Burgdorf. Aus diesen erwähnten Höhen ergibt sich ein Gefälle zwischen Langnau und Burgdorf von 7,5‰, das nahezu dem heutigen Mittel von 7‰ entspricht.

Ganz besonders deutlich sind hochgelegene Terrassen am Röthenbach von Riedmatt nördlich Süderen an bis Eggiwil hinab entwickelt. Das Röthenbachtal ist mit steilen Gehängen in die sanft geneigten Rückenböschungen der Natersalp, des Kapf und des Staufen eingeschnitten; der Steilrand, der von zahlreichen Bächen durchsägt wurde, hat sich zwischen diesen Einschnitten ausserordentlich scharf und gut erhalten, und so erscheint nun über demselben auf beiden Seiten eine gut bestimmbare, hohe Terrasse, die sich flussabwärts senkt. Bei Riedmatt liegt sie in 980 m, bei Röthenbach in 940 m und bei Eggiwil in 890—900 m; ihr Gefälle beträgt auf 8 km 12‰, während der Fluss heute mit 15‰ fällt. Entsprechende Terrassen mit abgerundeter Kante lassen sich bis gegen Signau hin erkennen, hier in etwa 840 m.

Auch in den übrigen Tälern des Napfgebietes treffen wir hochgelegene, regelmässig talabwärts fallende Terrassen an, wie im Rüegsaugraben, im Biembachtal, im Nesselgraben, im Frittenbach- und Golgraben, im Trubtal, im Tal der Grünen und im Lutherntal. Bemerkenswert ist die Erscheinung, dass in den beiden letztgenannten Tälern die hohen Terrassen in eine wellige Hochfläche überzugehen scheinen, in deren Niveau sie liegen. Diese Hochfläche ist besonders deutlich in der Gegend Sumiswald-Uffhusen-Huttwil entwickelt, und sie ist identisch mit der präglacialen Landoberfläche, die Brückner erkannt und geschildert hat (P. u. B., 471).

Da diese wellige Fläche nördlich von Huttwil, nämlich bei Madiswil-Pfaffnau, die Schichten schief schneidet, stellt sie sich als Rumpffläche dar; dagegen scheinen die über den hohen Terrassen sich erhebenden, sanftgeformten Rücken, die sich im Bereich widerstandsfähigerer Gesteinszonen finden, einer alternden Erosionslandschaft angehört zu haben.



Taf I. Querprofile durch Täler im Emmegebiet.



II. Die Entstehung der Erosionslandschaft am Napf.

Die präglaciale Rumpffläche wurde von Brückner bis zur Sohle des älteren Deckenschotters verfolgt, der z. B. bei Turgi in 550 m Höhe dem Siggenberg auflagert und der während der ersten Eiszeit aufgeschüttet worden ist. Nach der ersten (der Günz-) Eiszeit hat ein bedeutendes Einschneiden der Flüsse um etwa 110 m bis auf die Sohle des jüngeren Deckenschotters hinab stattgefunden. Die Neubelebung der Tiefenerosion muss wohl auf eine Verschiebung der Erosionsbasis zurückgeführt werden, und zwar dürfte in erster Linie eine Hebung des Landes den Grund dazu gebildet haben.[1])

Nach der Mindel-Eiszeit erfolgte ein neues und letztes Einschneiden der Flüsse um 40—50 m, wie nach den ausgeprägten Erosionsterrassen geschlossen werden muss.

Der Vorgang der Talbildung geschah demnach auf folgende Weise: Die Flüsse schnitten zunächst entsprechend ihrer Erosionskraft in die Tiefe, bis ihre Gleichgewichts- oder Gefällskurve annähernd erreicht war; dann erweiterten sie durch laterale Erosion ihr Bett, und so entstand eine ebene Talsohle, deren Breite talauswärts zunahm. Dieser Vorgang wiederholte sich zweimal, nämlich in der ersten und zweiten Interglacialzeit.

Die Formen in dem Molasseland zwischen Aare und Wigger stammen also aus ganz verschiedenen Epochen; es muss dabei auffallen, wie geringfügig die Wirkung der Abtragung während der jüngeren Quartärzeit gewesen ist; wenn wir den Betrag der Denudation und Erosion der älteren Quartärzeit und der Präglacialzeit auch nicht genau bestimmen können, so müssen wir doch annehmen, dass zur Herausbildung der präglacialen alternden und der interglacialen reifen Erosionslandschaft ungleich mehr Zeit erforderlich war, als die ganze jüngere Quartärzeit, Riss- und Würm-Eiszeit, zusammen ausmacht. Es dürfte namentlich die Präglacialzeit

---

[1]) Auch Brückner hat nach dem grossen Gefälle der beiden Deckenschotter (5—8 ‰) auf Dislokationen geschlossen, namentlich auf eine Schiefstellung des Vorlandes der Alpen, und angedeutet, dass dieselbe mit einer Hebung in Zusammenhang gebracht werden könnte (P. u. B. 463).

von ausserordentlich langer Dauer gewesen sein; denn wir wissen, dass damals mächtige Schichten der obern Süsswassermolasse und der marinen Molasse in unserem Gebiete abgetragen worden sind. Es ist demnach wahrscheinlich, dass die «präglaciale Landoberfläche» in der jüngeren Pliocänzeit entstanden ist; Ablagerungen der Pliocän-Epoche treten auf der Südseite der Alpen bekanntlich in unmittelbaren Kontakt mit Diluvialbildungen,[1]) wenn auch Penck betont, dass es sich um älteres Pliocän handelt und also eine Lücke zwischen Pliocän und Eiszeit klaffe (P. u. B. 777, 1154).

C. Die Formen der Alpentäler.

I. Ueberblick.

Wenden wir uns nun der Betrachtung der Alpentäler zu!

1. Hinsichtlich ihrer Lage und Richtung zu den Gebirgsketten können wir Quertäler und Längstäler unterscheiden; reich an Quertälern ist namentlich die Nordabdachung der Schweizer Alpen; denn quer durch die Ketten der Kalkalpen sind die Täler der Saane, der Aare, der Reuss, der Linth und der Thur eingeschnitten, um vorab die grösseren zu nennen, und auf der Südseite der Alpen finden wir im Flussgebiet des Tessin und der Adda ein ganzes System von typischen Quertälern. Im Gegensatz zu denselben verlaufen die obern Talabschnitte der Rhone und des Rheins mehr oder weniger parallel zum Streichen der Faltenzüge; aber beide Flüsse nehmen noch innerhalb des Alpengebietes den Charakter von Quertälern an, indem sie die Zone der nördlichen Kalkalpen in nahezu nordsüdlicher Richtung durchschneiden. Das Inntal zieht sich auf grössere Strecken ebenfalls parallel zum Streichen der Gebirgsketten hin; aber es weist auch Talstücke von anderem Charakter auf. Wenn gelegentlich der Lauf der Flüsse weicheren Schichten folgt oder die Talrichtung durch

---

[1]) Vergl. L. Rütimeyer: Ueber Pliocen und Eisperiode auf beiden Seiten der Alpen. Basel-Genf-Lyon, 1876, p. 31 u. 57, und Dr. S. Blumer: Ueber Pliocän und Diluvium im südlichen Tessin. Eclog. geol. Helv. Vol. IX, p. 61—74.

tektonische Störungslinien bestimmt wird, wie das Aaretal bei Thun und das Rhonetal bei Villeneuve, so gilt für alle Alpentäler doch der Satz, dass sie in ihrer heutigen Gestalt und Ausbildung Erosionstäler sind.

2. Aber die Formen dieser Erosionstäler sind durchaus verschieden von den Tälern der unter der Wirkung des fliessenden Wassers entstandenen Erosionslandschaften, wie wir sie soeben kennen gelernt haben. Es muss allerdings beigefügt werden, dass auch die Felsschichten, in welche die Alpentäler eingeschnitten sind, hinsichtlich ihres petrographischen Charakters und der Struktur sich von den grösstenteils wenig gestörten miocänen Sandstein- und Nagelfluhbänken des Napfgebietes unterscheiden, so dass man in Versuchung kommen könnte, die Verschiedenartigkeit der Talformen auf die abweichende Beschaffenheit des Untergrundes zurückführen zu wollen; diese Annahme ist nicht durchaus stichhaltig; denn wir haben oben gehört, dass kein Gestein auf die Dauer der Erosion des fliessenden Wassers widerstehen kann. Immerhin muss zugestanden werden, dass die erwähnten Miocänbildungen hinsichtlich der normalen Abtragung zufolge ihres petrographischen Charakters ein ausserordentlich günstiges Formmaterial bilden, da z. B. durch Unterspülung auch die härtesten Nagelfluhbänke auseinanderfallen und verwittern, so dass die einzelnen Gerölle leicht weggespült werden können. Diese günstigen Verhältnisse treffen wir in den Alpen durchaus nicht überall an, höchstens in den Flyschzonen.

Ausserordentlich harte Gesteine sind vor allem die Kalkbänke, des Malm und Urgon, da sie die Abspülung unterbinden; deshalb weisen sie häufig steile Felswände auf; aber auch sie vermögen der Tiefenerosion schliesslich nicht zu widerstehen, und in den Alpen treten sie in der Regel in Wechsellagerung von Mergeln und Schiefern auf. Diese Bildungen, wie auch alle Urgesteine weisen stets typische Erosionsformen auf, und dieselben sind in ihren wesentlichsten Zügen unabhängig vom geologischen Aufbau. Wo aber kompakte Granitmassen auftreten, kann die Erosion stark verzögert und gehemmt werden.

II. Morphologische Merkmale.

Ob die Alpentäler nun in die Zone der zentralen Gneiss- und Granitgesteine oder in die an Flyschschiefern reichen nördlichen Kalkalpen eingeschnitten sind, stets finden wir die gleichen morphologischen Merkmale, nahezu die gleichen Formen der Täler wieder, die wir kurz nach Querschnitt, Längsprofil und Grundriss betrachten wollen.

1. Die Alpentäler weisen im Gegensatz zu vielen Napftälern einen U-förmigen Querschnitt auf: Zu beiden Seiten des verhältnismässig breiten Talbodens steigen ausserordentlich steile bis senkrechte Talwände mehrere hundert Meter empor, um dann in einer gewissen Höhe plötzlich in sanfte Böschungen überzugehen, so dass also über der steilen Talwand eine Terrasse auftritt; dieselbe besitzt meist eine unregelmässige, höckerige Oberfläche, und stets zeigt sie eine deutliche Neigung gegen die Talmitte zu, während sie sich gegen die Bergseite steil und steiler emporhebt, um schliesslich in den eigentlichen Bergabhang überzugehen, der auf den Kamm hinaufführt. Es treten häufig auch mehrere Terrassen übereinander auf. Vielfach erhält man den Eindruck, als ob in einen alten, hochgelegenen Talboden ein tiefes, neues Tal eingeschnitten wäre. Solche tiefeingeschnittene Täler von U-förmigem Querprofil sind als Trogtäler bezeichnet worden, und die Kante, längs welcher die steile Trogwand in die hochgelegene Terrasse übergeht, heisst Trogrand oder Trogschulter.[1] Diese Trogform ist naturgemäss nicht in allen Alpentälern gleichmässig entwickelt, sondern sie zeigt sich je nach dem Gesteinscharakter in verschiedener Ausbildung; besonders scharf ausgeprägt finden wir sie in den Quertälern, namentlich in solchen, die in den Kalkalpen liegen; der Typus derselben ist das Lauterbrunnental; ähnlich, aber doch im einzelnen wieder etwas verschieden, sind das Haslital unterhalb Meiringen, das Engelbergertal, das Muottatal, das Linthtal, das Kiental bis zu den Fällen, das mittlere Kandertal. Die zu beiden Seiten von diesen Trögen auftretenden hohen Terrassen sind über den senkrechten Felswänden besonders gut erkennbar, wie die von Mürren,

---

[1] Vergl. Ed. Richter, Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Pet. Mitt. Ergh. Nr. 132. 1900, p. 49.

Wengen, Hasliberg, Braunwaldberg etc.; sie liegen auf mächtigen Kalkbänken.

Grössere Regelmässigkeit in der Längserstreckung, aber in der Regel ziemlich steil geneigte Terrassen weisen die Quertaltröge im Urgebirge auf, wie das Oberhaslital, das Nikolaital (Visp), Baltschiedertal, Gredetschtal, Bietschtal, Eifischtal, das Tal von Zinal und das Entremonttal;[1] dieselbe Form weisen die Tessintäler und viele bündnerische Täler auf, wie das Val Roseg, Val Fex, Val Dischma, Val Fontauna, das Sertig- und Juliertal, und «wie mit einem Hohleisen auf einmal ausgearbeitet» erscheinen die steifen, bandförmigen Tröge des Val Maigels, des Val Cornera und des Val Nalps[2]).

Wir finden schöne, gut entwickelte Taltröge auch in den Flyschzonen, wie das Etivaztal, das Tscherzistal, das Turbachtal und das obere Simmental in der Niesenflyschzone, dann das Sernftal bei Glarus. Ebenso typische Trogformen mit deutlichen Terrassen, die in verschiedenen Höhen auftreten, treffen wir in den zumeist in kristalline Schiefer eingeschnittenen Längstälern der Alpen an, wie im Rhonetal (vor allem im Goms), im obersten Reusstal (Urserental und Göschenental), im obersten Tessintal (Bedrettotal), im Vorder-Rheintal (Tavetsch) und im Engadin. Dazu können wir endlich noch den obersten Talabschnitt des Aaretales rechnen: Das grossenteils vom Unteraargletscher eingenommene Unteraartal westlich oberhalb der Grimsel. Schmale Längstaltröge im gefalteten Kalkgebirge weist der Säntis auf, und Trogformen finden sich endlich in den Längstälchen von Riemenstalden und des Schächenbaches.

Die Breite dieser Taltröge scheint in bestimmter Weise von der Tallänge abzuhängen. Je kürzer das Tal, desto schmäler ist der Trog; in gleicher Entfernung von der Wasserscheide an zeigen zahlreiche Taltröge ungefähr gleiche Breite; dieselbe nimmt talauswärts in der Regel plötzlich zu, namentlich da, wo sich mehrere Täler vereinigen, wie bei Brig, bei Meiringen etc.

---

[1]) Ein gutes Bild eines Quertaltroges im Urgebirge gibt die von F. Eymann aufgenommene Photographie des Gressoneytales. im Jahrb. des S. A. C. von 1905, p. 128.

[2]) Nach J. Früh: Über Form und Grösse der glazialen Erosion, p. 13, Verh. d. Schw. Nat. Ges. St. Gallen 1906.

Es mag erwähnt werden, dass auch in einigen Napftälern ein U-förmiges Querprofil beobachtet werden kann, nämlich dort, wo die heutige Talfurche, die in ein präglaciales breites Tal eingeschnitten ist, durch laterale Erosion des Flusses eine bedeutende Verbreiterung erfahren hat; diese Tatsache ist besonders deutlich im Röthenbachtal und im Emmental zu bemerken. Allerdings weisen die namhaften erratischen Schuttmassen in den kleinen Seitentälchen darauf hin, dass das Röthenbachtal in der Risseiszeit vom Aaregletscher durchflossen worden ist.

2. Ganz auffallende Unterschiede gegenüber den Napftälern stellen sich dagegen im Längsprofil der Alpentäler ein: Statt des ausgeglichenen Gefälles finden wir hier einen ausgesprochenen Wechsel von Stufen und Becken, bezw. Talengen und Weitungen. Die Becken enthalten häufig langgestreckte Seen, ein längst bekanntes und gewürdigtes Merkmal unserer Alpentäler — oder zeigen einen ebenen, durch Aufschüttung entstandenen Talboden, auf welchem die Flüsse in vielfachen Verästelungen und Krümmungen langsam dahinfliessen, während sie in den Talengen einen ganz andern Charakter annehmen; denn diese Engen sind die Stellen, wo Felshügel als Riegel das Tal durchqueren und die Becken abschliessen, die auch talaufwärts von solchen Querriegeln eingefasst werden, welche sich häufig unvermittelt über hohen Talstufen erheben. Zwischen solchen Querriegeln zwängt sich vielfach der Fluss in tiefer Schlucht hindurch, oder er stürzt wild brausend und schäumend über Stufen zu den Niederungen hinunter in einen See, in dessen stillen Wassern er sich seines Schuttes entledigt. Kaum hat er, geläutert und ruhig den See verlassen, so beginnt das abwechslungsreiche, vielbewegte Treiben von neuem, bis er endlich im Meere zur Ruhe kommt. Eigentümlicherweise scheint die Talsohle der grossen Alpentäler an kein Erosionsniveau gebunden zu sein; denn einige derselben, wie das Tessintal, reichen mehr als 100 m tief unter den Meeresspiegel hinab; wären sie nicht durch einen höheren Riegel abgeschlossen und durch weite Aufschüttungsebenen von der See getrennt, so müssten sie Meeresarme bilden; nun aber sind es Becken, in denen die vielbewunderten, schönen, von Bergen umrahmten Seen liegen.

Auf das «stuffenartige Uebereinandersteigen der Ur-Alpenthäler» hat schon 1808 J. G. Ebel aufmerksam gemacht,[1] und diese Erscheinung ist seither von zahlreichen Forschern besprochen und gedeutet worden, so von L. Rütimeyer, Alb. Heim, A. Penck, Ed. Brückner, J. Früh u. a.

Hören wir, wie Alb. Heim das Hinterrheintal geschildert hat:[2] «Kaum irgendwo ist die Stufung eines Tales auffallender als im Hinterrheine. Unter dem flachen Paradiesgletscher mit 2200 bis 2400 m folgen die Schluchten und Wasserfälle der Hölle; dann der lange Talboden von Hinterrhein (1610 m) bis hinaus über Splügen und Sufers (noch 1400 m). Da fängt der Rhein wieder zu brausen an, und in Stromschnellen und Wasserfällen von einem Erosionskessel zum andern durcheilt er die Rofna, die sich in der Tiefe hinwindet zwischen den oben gletschergeschliffenen Felsköpfen. Fast plötzlich tritt er aus der engen Schlucht in ein weites Tal hinaus. Die Talerweiterung fällt nicht etwa mit der Gesteinsgrenze zusammen, sondern sie gehört erst noch ganz dem festen Rofnaporphyre an und setzt sich später in Bündnerschiefer fort. Dies ist die zirka 6 km lange Talstufe des Schams mit 979 bis 900 m Meerhöhe. Das Stammtal des Hinterrheines ist eigentlich das Aversertal. Das Hinterrheintal ist sein Nebental, ein Längstal, welches sich in der Rofna mit dem Haupttale vereinigt. Fortan bleibt der Hinterrheintalweg ein Quertal. Ohne Veränderung im Gestein nähern sich plötzlich wieder die zurückgetretenen Talseiten: es folgt die enge Kluse der Via Mala. Auch sie öffnet sich sozusagen plötzlich und wiederum ohne Gesteinswechsel in die weite Talstufe des Domleschg 690 bis 620 m. Bei Rothenbrunnen unten ist's, als ob das Gebirge nochmals die Ausbildung einer Stromschnelle versuchen wollte; allein die dortige Einengung bleibt ohne Wirkung auf das Gefälle des Flusses; das letztere setzt annähernd gleichförmig bis Reichenau und über Chur hinaus fort; der Riegel ist hier von der Erosion gänzlich durchsägt und besiegt. Er ist ein abgestorbener Riegel. Die eine grosse Taleinengung und Stromschnelle, die

[1] Ueber den Bau der Erde in dem Alpen-Gebirge. 1. Bd. p. 36.

[2] Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. Lief. XXV. 1891, p. 456/57.

Rofna, gehört dem Rofnaporphyr an. Man möchte ihre Ausbildung dem festen Gesteine zuschreiben. Die andere aber, die Via Mala, gehört ganz dem Bündnerschiefer an, der sich hier seiner Gewohnheit entgegen in steilen Wänden deshalb zu halten vermag, weil die Schlucht quer zur Streichrichtung geht. Ein Teil der zwischenliegenden weiten Schamsertalstufe ist im Rofnaporphyr, ein Teil im Bündnerschiefer eingebettet. Hinterhalb Hinterrhein liegt sowohl der lange, flache Zapporttalboden wie die hinteren Steilschluchten im gleichen Adulagneisse. Diese Erscheinungen beweisen deutlich, dass eben Talstufen und Stromschnellen in ihrer Entstehung nicht durch die verschiedene Widerstandsfähigkeit verschiedener Gesteine bedingt sind.»

Die angedeutete Erscheinung wird von Ed. Brückner (P. u. B., 620) mit folgenden Worten dargestellt: «Besonders typisch ist das obere Aaretal durch Querriegel in eine Reihe von Becken zerlegt. Die gewaltige Sandrebene, die sich an den Unteraargletscher anschliesst, wird durch den Riegel «auf dem Bielen» geschlossen; es folgt beim Grimselhospiz der Spitalboden, abgeschlossen durch den Riegel des Nollen; ein kleinerer Riegel gliedert die etwas höher gelegenen Grimselseen ab; 100 m tiefer folgt nach einer steilen Stufe der Rätherichsboden, geschlossen durch einen steil emporragenden Felsriegel, unterhalb dessen sich abermals eine beckenförmige Erweiterung zeigt. Nach dem Riegel des Hinterstocks folgt das Becken von Handegg u. s. f. Insgesamt zähle ich zwischen Unteraargletscher und Meiringen mindestens 10 Felsriegel als Abschlüsse von grösseren oder kleineren Becken.[1]) Dabei beträgt die relative Erhebung der Riegel über das Becken oberhalb zum Teil 100 m und mehr, z. B. beim Gaulibühl unterhalb des Beckens der Inner Urweid 130 m. Rund 150 m ist die relative Höhe des ausgedehnten, unter dem Namen des Kirchet bekannten Riegels oberhalb Meiringen, der das Becken von Hasli im Grund abschliesst und von der Aare in der grossartigen Aareschlucht gequert wird. Er birgt mehrere alte, heute verschüttete Aareschluchten.

Riegel und Becken folgen in ununterbrochenem Wechsel im Reusstal zwischen Andermatt und Amsteg; besonders gross-

[1]) Man vergleiche die beigegebene Tafel Längenprofile.

artig ist der heute in der Schöllenen von der Reuss durchschnittene Riegel zwischen Göschenen und Andermatt. Unterhalb Amsteg quert bis Luzern kein Fels mehr die Reuss. Ebenso verläuft das Bett der Linth von Thierfehd abwärts nur in Schutt; Riegel sind hier nicht sichtbar, wohl aber oberhalb im Bereich der prachtvoll gestuften Quelltäler der Linth.

Trefflich zeigt das Rhonetal Stufen und Riegel. 20 km oberhalb des Genfersees durchsetzt bei St-Maurice ein Kalksteinriegel das Tal, das unterhalb wie oberhalb von jungen Alluvionen eingenommen ist. Passiert wird er heute von der Rhone in einer kurzen, jungen Schlucht. — - Aufwärts bis Brig ist das Tal durch die Rhone aufgeschüttet. Fels tritt am Fluss erst wieder oberhalb Brig zutage, wo kurz vor Mörel eine niedrige Stufe mit Riegel von der Rhone zersägt worden ist. Eine höhere Stufe (150 m) mit einem Felsriegel, auf dem Moräne liegt, folgt oberhalb Grengiols, die flachbeckenförmige Niederung von Fiesch talabwärts absperrend. Es schliesst sich eine weitere 200 m hohe Stufe mit Felsriegel an, auf der sich die mächtige Moräne der Gibelegg befindet, dann das weite, in seinem untern Teil durch seitliche Schuttkegel, in seinem obern durch Anschwemmungen der Rhone verschüttete oberste Rhonetal (Goms), hierauf zwischen Oberwald und Gletsch eine letzte 300 m hohe, überaus steile Stufe, gekrönt von einem Felsriegel, und endlich das Becken des Gletschbodens, das die Sandebene des heutigen Rhonegletschers birgt.

Im Drancetal, das bei Martigny gleichsohlig in das Rhonetal mündet, erscheint die erste Stufe oberhalb Martigny-Combe; zum Teil liegen auf ihr mächtige Schuttkegel und Bergsturzmassen; sie führt hinauf zum Becken von Sembrancher (720 m), das von demjenigen von Bagnes-Chable (820 m) nur durch den riesigen Schuttkegel der Fontana Rossa getrennt ist. Oberhalb der Talweitung von Bagnes folgen zwischen Champsec (910 m) und Fionney (1497 m) vier kurze, doch hohe Stufen mit Riegeln, die vom Fluss zerschnitten sind. Oberhalb eines Bergsturzes schliesst sich das Becken von Bonatchesse und nach einem weiteren Riegel das von Mazériaz an, hierauf nach der 140 m hohen Stufe mit Riegel bei Mauvoisin das 3 km lange, schmale, trogförmige, verschüttete, besonders typisch übertiefte Becken von Torembey, das sich gelegentlich durch die Eisabbrüche vom

Giétrozgletscher in einen See verwandelt, und nach einem weiteren Riegel das Becken von Chermontane, welches durch einige untergeordnete Felsriegel selbst wieder in mehrere Becken zerlegt wird. Ich zählte im Drancetal zwischen Bagnes und dem Ottemmagletscher mindestens 12 Felsriegel. Das benachbarte Val d'Entremont, das sich bei Sembrancher mit dem Val de Bagnes vereinigt, weist allein zwischen Bourg-St- Pierre und dem Grossen St. Bernhard auf einer Strecke von 9 km 7 Riegel mit Stufen auf.»

In ähnlicher Weise wurde diese Erscheinung von J. Früh charakterisiert:[1]) «Je nach den relativen Dimensionen von «Riegel» und «Becken» und der Häufigkeit der Vertiefungen kann man verschiedene Abstufungen erkennen. Auf unseren breiten Alpenpässen erscheinen sie mehr als flache Schüsseln, vielfach intakt mit Wasser oder saurem Humus erfüllt, Seen oder Moore darstellend, wozu eine grosse Zahl der «Hochseen» gehört. —Wie die Kolke eines fast ausgetrockneten Stromes als Paternosterseen erscheinen, so treten in unseren oberen Alpentälern entsprechende Kolke als Serie von Becken auf. So bilden die Seen des Oberengadins den schönsten schweizerischen Typus einer Kolk-Serie innerhalb eines typischen Trogtales. — Auf der Nordseite des Gotthard hat man nach Andermatt-Hospental und der Wasserfassungsstelle 1590 m den Gamsboden. Mätteli-Gotthardreussboden, die Becken hinter dem Brüggloch-riegel über Cima del Ponte, Rodont, den Lucendrosee und hierauf die Seeschüsseln der Eisscheide auf dem Gotthard, auf dessen Südseite sofort treppenförmig angeordnete Hohlformen kommen. Auf Sassal Massone (Bernina) blickt man hinunter in die Becken der Alpen Palü und Cavaglia und deren Riegel.»

3. Während nun in den Napftälern sozusagen alle Seitenbäche gleichsohlig in die Hauptflüsse münden, trifft diese Tatsache auffallenderweise für die Alpentäler nicht zu: in denselben sind die Stufenmündungen der Seitenflüsse die Regel; die meist trogförmigen Seitentäler öffnen sich hoch über der Talsohle der Haupttäler, und mit starkem Gefälle stürzen sich die Seitenbäche zum Hauptfluss hinunter. Gegenüber seinen Seitentälern erscheint also das Haupttal viel zu

[1]) Form und Grösse der glazialen Erosion p. 34.

tief eingeschnittten; es ist „übertieft" worden, während die Eintiefung der Seitentäler zurückgeblieben ist. Solche Täler, die hoch oben am Gehänge der grossen Täler münden, werden **Hängetäler** genannt.[1])

Die Uebertiefung des Haupttales gegenüber seinen Nebentälern ist zuerst von A. Penck[2]) im Gebiet der Alpen erkannt und gedeutet worden; er schildert dieses Phänomen vom Rheintal mit folgenden Worten:[3]) «Das Rheintal ist in geradezu musterhafter Weise übertieft. 11,5 km breit mündet es auf das Alpenvorland in Form eines riesigen trichterförmig erweiterten Talausganges. An der Mündung des Illtales misst seine Breite immer noch 7,5 km, dann allerdings nimmt dieselbe mit einem Mal rasch ab. — Dieser grossartige Trichter ist auf seiner ganzen Erstreckung übertieft. Er ist trogähnlich in seine Umgebung eingeschnitten; seine Gehänge erheben sich stellenweise, wie z. B. um Hohenems, wandförmig, und an ihrem Fusse fehlen dann Schutthalden. Keines der Seitentäler mündet gleichsohlig. Die der linken Flanke sind allerdings unbedeutend. Sie haben oben in der Regel sanfteres Gefälle, als unten. Im Norden zeigen sie bei 700 m, im Süden bei 800 m einen vielfach recht deutlichen Gefällsbruch. Die stattlicheren Zuflüsse der rechten Talseite münden ausnahmslos in engen Schluchten. — Selbst das Tal der Ill, des mächtigsten der rechtsrheinischen Nebenflüsse, mündet nicht gleichsohlig. In enger Klamm tritt die Ill in die breite, ebene Talsohle des Rheins. Zuvor hat sie jedoch selbst das breite Talbecken des Wallgau durchmessen, das in ähnlicher Weise übertieft ist, wie das Rheintal: alle seine Zuflüsse steigen in engen Klammen zu ihm herab, alle Seitentäler haben in 1000 m Höhe ausgesprochene Stufenmündungen, wenn sie auch, wie das Walser Tal, aus denselben weichen Flysschichten kommen, in die unser Talbecken eingeschnitten ist. Die übertieften Strecken des Rhein- und Illtales werden durch eine Rippe von widerstandsfähigem Kreidekalk voneinander getrennt, welche den Wallgau förmlich verriegelt. Diese Rippe stört nicht die Beziehungen zwischen den

[1]) Nach dem Ausdruck „Hanging valleys", der von Gilbert über Täler Alaskas eingeführt wurde.

[2]) Verh. des int. Geogr. Kongresses, Berlin 1899.

[3]) P. u. B. 427.

beiden übertieften Tälern; das Rheintal verdoppelt an der Einmündung des Illtales nahezu seine Breite. — Ebenso wie wir an der Einmündung des Illtales eine charakteristische Erweiterung des Rheintales bemerken, finden wir eine Einschnürung desselben an der Abzweigung des nach dem Walensee führenden Seeztales: oberhalb der Talgabelung von Sargans ist seine Sohle 3 km, also doppelt so breit als weiter unterhalb. Die genannte stattliche Breite hat es an der Einmündung des aus dem Prättigau kommenden Landquarttales erhalten; weiter oberhalb ist seine Sohle nur 1,5 bis 2 km breit, im Quertale nördlich Chur stellenweise etwas weniger, als im Längstale südwestlich der Bündener Hauptstadt; bei Reichenau, wo sich Vorder- und Hinterrhein treffen, immerhin noch 2 km. Charakteristisch ist auch für diese Talstrecke die Steilheit der Gehänge gerade in ihren unteren Partien: wie unterschnitten erscheint der Westabfall des Fläscher Berges gegenüber Sargans und der Abfall des Hochwang unterhalb Chur. Nur eine Strecke weit sehen wir unfern Sargans eine ausgezeichnete Felsterrasse am linken Gehänge unseres Tales, sie zieht sich in 900 bis 1100 m Höhe zum Walensee hin; auf ihr mündet das Weisstannental bei Mels und das Taminatal bei Ragaz; beide Täler haben ausgesprochene Stufenmündungen, in welche ihre Flüsse enge Klammen eingedrechselt haben. Dagegen ist die Mündung des Landquarttales ähnlich verriegelt wie die des Illtales: nachdem es sich zum übertieften Becken von Schiers und Grüsch ausgeweitet, schnürt es sich dicht am Rhein wieder ein; durch die enge „Clus“ tritt die Landquart in die breite Talsohle des Rheins. Die Plessur mündet bei Chur wieder stufenförmig; hat sie zwar auch in ihre Mündungsstufe bereits ein ansehnliches Tal eingeschnitten, so müssen doch die Landstrassen ins Schanfigg und auf die Lenzerheide in vielen Windungen an dessen Gehänge emporsteigen, um in etwa 1000 m Höhe das Niveau des hohen Talbodens zu erreichen.

In ganz ausgezeichneter Weise trägt das Längstal des Vorderrheins die Kennzeichen der Uebertiefung; hier begegnen wir zum erstenmal einer ausgedehnten Felsterrasse, wie im Längstale des Inn. Sie ist am deutlichsten im Bereiche des Verrucano zwischen Brigels und Waltensburg sowie in Obersaxen entwickelt, wo sie sich in 1300—1400 m Höhe erhebt.

Weiter oberhalb, im Bereiche der Sericitgneisse, tritt sie anfänglich weniger scharf und mit geringeren Höhen entgegen. Aber in der obersten Talpartie, dem Tavetsch, erscheint sie wieder recht deutlich in 1800 m Höhe. Alle grösseren, von Süden kommenden Seitentäler münden stufenförmig, so das Medelser Tal, so Somvix und Lugnez. Auch ihre Mündungsstufen liegen im Bereiche der Sericitgneisse und Bündener Schiefer etwas tiefer als die Verrucanoterrasse. Typische Stufenmündungen zeigen endlich im Tavetsch das Val Cornera und Val Nalps. Beide sind echte Tröge mit vergletschertem Schluss. In das Val Cornera mündet mit steiler Stufe das Hochtal Maigels.»

Auf Hängetäler im Tessintal machte im Jahre 1900 W. M. Davis aufmerksam.[1]) Es war mir vergönnt, auf einer geomorphologischen Studienreise durch Italien und Frankreich, die Professor Davis im Sommer 1908 veranstaltete,[2]) unter seiner Leitung auch die Täler der Adda, des Tessin und der Dora Baltea zu besuchen. Besonders lehrreich war die Exkursion von Biasca aus über Pollegio zu der Terrasse von Diganingo (960 m) empor, von wo wir einen prachtvollen Blick sowohl in das tiefe Trogtal des Tessin hinunter hatten, als auch auf die unserem Standpunkt gegenüberliegenden Stufenmündungen der drei Tälchen, des Val d'Ambra, Val Marcri und des Val Nadro. In hohen Fällen stürzen die Bäche dieser typischen Hängetäler ins übertiefte Haupttrogtal hinunter. Aber auch die Hängetäler zeigen eine deutliche, wohl erhaltene Trogform· Ganz unbedeutend ist der Einschnitt des Ambrabaches, der am tiefsten mündet, während das kleine Val Marcri ähnlich einem Kar über einer 1020 m hohen Stufe abbricht (vergl. Fig. 2).

---

[1]) Proc. of the Boston Soc. of Nat. Hist. XXIX. p. 273 ff.

[2]) An dieser Studienreise beteiligten sich ferner noch folgende Herren: Prof. N. M. Fennemann von Madison, Prof. Frank Leverett von Ann Arbor, Prof. H. F. Cleland von Williamstown, Prof. C. Cobb von Chapel Hill, Abel Briquet von Douai, Prof. P. Lemoine von Paris, Prof. Gaetano Rovereto von Genua, Dr. L. v. Sawicki von Wien, E. Rassmus von Berlin, Prof. Dr. K. Östreich in Utrecht und Assistent Griphyth Taylor von Sidney.



Fig. 2 Hängetäler bei Bodio (Tessin).

«Eindrucksvoll erscheinen mit ihren höckerigen Felsensohlen die Ausgänge hangender Seitentröge, wie die ideale Valletta di Samaden bei Spinas im Val Bevers, das Passtal des Julier ob Silvaplana vom Hahnensee aus, Albula, Val Fex und Fedoz, Muretto, Val Roseg — Tal des Gelmersees an der Grimsel — Guspistal an der Gotthardroute — Murgtal im Verrucano u. s. f.» (Früh, l. c. p. 13.)

In ganz grossartiger Weise zeigt das Rhonetal das Phänomen der Uebertiefung, wie Ed. Brückner bemerkt hat.[1]) Gerade hier gilt besonders der Satz, dass die grösseren Nebentäler eine weniger hohe Mündungsstufe aufweisen als die kleineren, ja, nach dem eben genannten Forscher sollen Drancetal und Vispertal gleichsohlig oder nahezu gleichsohlig münden; es sind dies gerade die Täler mit grösstem Einzugsgebiet. Allein es ist zu bemerken, dass in beiden Tälern kurz oberhalb der Mündung die Flüsse in Fels einschneiden, dass dagegen bei ihrer Mündung das Rhonetal schon mit Alluvionen zugeschüttet ist, deren Mächtigkeit unbekannt ist; sie dürfte indes namentlich bei Martigny nicht gering sein, und dann ergibt sich eine Stufenmündung auch dieser Seitentäler. Es tritt sehr schön hervor, dass sowohl die in den kristallinen Schiefern liegenden, wie die Täler im Kalkgebirge, vor allem Quertäler, eine Stufenmündung aufweisen, wie Baltschieder-, Bietsch-, Gredetsch- und Lötschental, ferner Gamsen-, Turtmann-, Eifisch-, Eringer-

[1]) Die Alpen im Eiszeitalter, p. 608 ff.

und Nendaztal in trefflicher Weise zeigen; wenn der mächtige Trientbach eine enge, schauerliche Schlucht in das 400 m hoch über dem Haupttal mündende, breite Trogtal von Salvan eingeschnitten hat, während der Pissevache daneben in wundervollem Wasserfall zur Tiefe stürzt, so beruhen diese typischen Erscheinungen im Grunde ebenfalls auf der Uebertiefung des Rhonetales; diese beiden Bäche fliessen, wie der stufenförmig mündende Bach aus dem in Flysch eingeschnittenen Val d'Illiez, im Streichen der Schichten, also gewissermassen in Längstälern.

Kaum weniger gut sind die Stufenmündungen im Reussgebiet entwickelt, obwohl alle hiernach angeführten Hängetäler nahezu parallel zum Streichen der Schichten eingeschnitten sind, nämlich Riemenstalder-, Schächen- und Gitschental in Tertiär (meist eocäner Flysch), ebenso auch das untere Isletental, das obere dagegen in Kreidekalkschichten, und die folgenden in kristalline Gesteine (Schiefer, Gneiss und Protogin): Erstfeldertal, Riedtal, Gornerental, Meiental, Brunnital und Maderanertal.[1] Mündungsstufen weisen ferner die beiden Melchtäler bei Sarnen auf.

Durchaus ähnliche Verhältnisse weist das Saanegebiet auf. Alle Zuflüsse der Saane sind ausgezeichnet durch ein verhältnismässig grosses Gefälle im Unterlauf. Eine deutliche Stufenmündung, zum Teil mit Wasserfällen, zeigen im Kalkgebiet der Jaunbach, Montbach, die Thaouna, Le Torrent, Marivue, Gérine, Torrent de Riz, Ruisseau de Flendruz, Lauibach, Tourneresse und Sattelbach, im Flysch der Kalberhönibach, Meielsgrundbach und Tscherzisbach.

Im Aaregebiet treffen wir trotz der Mannigfaltigkeit der Gesteinsbildungen genau die gleichen morphologischen Züge an: Alle Seitentäler münden stufenförmig in die Haupttäler, und zwar herrscht hier in ebenso deutlich erkennbarer Weise eine gesetzmässige Uebereinstimmung bezüglich des Auftretens der Stufen wie im Rhonetal; denn auch im Aaregebiet ist die Grösse des Seitentales umgekehrt proportional der Höhe seiner Mündungsstufe. Die grossen Täler der Simme,

[1] Man vergleiche die geologischen Profile von A. Heim, Beiträge zur geol. Karte. Lief. XXV. Taf. I u. II, 1891.

Kander und Lütschine münden kaum merklich höher als das Aaretal bei Thun bezw. Interlaken, aber doch mit bedeutender Stufe, wenn wir den Seegrund vom Thuner- und Brienzersee als Talsohle auffassen; dies tritt besonders schön an der Kander nach ihrer Ableitung in den Thunersee hervor, wie auf der Tabelle der Längenprofile zu erkennen ist. Grössere Stufen finden sich dagegen in den etwas kleineren Nebentälern, wie im Gadmental, Urbachtal, Kiental, Saxetental, Lombachtal, Reichenbachtal u. s. w., und von gewaltiger Dimension sind die Stufen des Justistales, der Giessbach-, Wandelalp-, Oltscheren- und Planalptälchen. (Man vergleiche die Längenprofile dieser Täler auf beigegebener Tafel!)

Wie im Haupttal vielerorts Stufen mit einem Riegel gekrönt sind, so erheben sich auch auf der Mündungsstufe vieler Seitentäler solche Riegel in Form von rundlichen Felshügeln, so dass über der Stufe infolgedessen ein Becken entsteht, das meistens einen ebenen Aufschüttungsboden oder in selteneren Fällen einen kleinen Talsee aufweist; in dem Masse, wie der Fluss in den Riegel einschneidet, verschwindet der See, und der ebene Boden tritt auf.

Typische Beispiele dafür sind das Urbachtal, das Gelmertälchen mit dem Gelmersee, das Bächlital, das Vallon de Barberine, la Montagne de Salanfe, das Val Piora mit dem Ritomsee, Val und Lago d'Agaro ob Baceno (Toce), die Thalalp mit dem Thalalpsee am Mürtschenstock, der Urnerboden, der Obersee bei Näfels; in gewissem Sinne gehören hierher auch Lucendrosee und Fählensee, kleine Talseen über Stufen. Ohne Stufe aber mit grossartigem Riegel mündet das Simmental bei Wimmis; hier erhebt sich der Burgfluhhügel.

Bei näherer Betrachtung zeigt sich, dass die Stufen in den Haupttälern in engem Zusammenhang stehen mit den stufenförmig mündenden Nebentälern; es lassen sich hiebei im allgemeinen drei Fälle unterscheiden:

a. Da wo ein grösseres Seitental ins Haupttal einmündet, weist das letztere häufig eine deutliche Stufe auf, ohne dass von einem weiteren Einfluss gesprochen werden kann. Als solche einfache Vereinigungsstufen können wir die drei Stufen des obern Aaretales zwischen der Handegg und dem Grimselhospiz auffassen; denn auf dieser Strecke münden drei typische

vergletscherte Hängetäler, das Aerlen-, Gelmer- und Bächlital. Im Gadmental findet sich eine kleine Stufe bei Winkel, wo das Gental mündet, eine grössere bei Schaftelen, wo sich von Süden das Trifttal anschliesst; endlich eine gewaltige Stufe oberhalb Gadmen, wo sich das kurze Wendental mit der vergletscherten Ursprungsnische vereinigt: diese gewaltige Stufe erinnert an einen eigentlichen Talschluss. Weitere Beispiele von Vereinigungs- oder Konfluenzstufen treffen wir bei Sembrancher, bei Orsières, bei Liddes und bei Bourg-St-Maurice im Drancegebiet des Wallis, bei Haudères im Eringertal, bei Wicki im Göschenental, bei Göschenen (Schöllenen) im Reusstal, bei Isental P. 778, bei Ober-Rickenbach in Unterwalden, bei Schlappin, bei Tinzen und Molins im Juliertal.

b. Wo sich mehrere grössere Täler oder zwei bedeutende, ungefähr gleich grosse Quelltäler vereinigen, da zeigt sich eine Hauptstufe: bis zu derselben steigt das breite Haupttal mit einem ebenen Aufschüttungstalboden sanft an; oberhalb der Stufe können wir eine plötzliche Abnahme der Talbreite und auf grössere Erstreckung hin das Vorherrschen des unregelmässig geformten felsigen Untergrundes im Talboden beobachten.

Eine solche Hauptstufe findet sich im Reusstal bei Amsteg, im Rhonetal bei Brig, im Lauterbrunnental bei Stechelberg, im Sarner-Aatal bei Giswil, im Muotatal bei Hürital, im Vorderrheintal bei Bonaduz oberhalb Chur, im Hinterrheintal bei Thusis, im Prättigau oberhalb Klosters bei Novai, im Mairatal bei Chiavenna, im Inntal bei Celerina-Samaden und im Antigoriotal bei Buceno. Dahin können wir gewissermassen auch die Gegend von Meiringen rechnen; denn der Kirchetquerriegel, der so plötzlich aus dem Aufschüttungsboden auftaucht, markiert offenbar auch eine Hauptstufe im Aaretal. Es ist sehr wahrscheinlich, dass der Felsboden des Tales unterhalb des Riegels tiefer liegt als oberhalb desselben bei Hasli im Grund; möglicherweise setzt sich der fast ebene Brienzerseeboden mit geringer Aenderung bis zum Kirchet fort. Auf dieser Annahme beruht wohl der Umstand, dass die postglaciale Aufschüttung nicht eine grössere Ausdehnung angenommen hat; wäre der Felsboden nur wenige Meter tief unter der heutigen Sohle vorhanden, dann müsste sicher bei dem Geschiebereich-

tum der Aare, die hauptsächlich Schiefer-, Gneiss- und Granitzonen durchfliesst und von schuttreichen Gletschern stammt, der Brienzersee eine bedeutendere Zuschüttung erfahren haben, als es heute der Fall ist.

c. Die dritte Form von Vereinigungsstufen tritt uns an vielen Orten als Talschluss entgegen.

In auffallender Weise hebt sich die Sohle zahlreicher Trogtäler im Talhintergrund plötzlich zu einer hohen, steilen, häufig halbkreisförmigen Wand empor, so dass man am Ende des Tales, am Talschluss oder Trogschluss, zu stehen glaubt. Allein der über die Wand herunterstürzende Bach belehrt uns, dass sich das Tal oberhalb dieses Talschlusses fortsetzt: dort erst, über einer hohen Stufe liegt das Quellgebiet des Hauptflusses; dort liegen kleinere oder grössere Gletscher, denen mächtige Bäche entströmen, oder Quellen. Der Talschluss findet sich in der Regel da, wo sich mehrere kleine Quelltäler vereinigen.

Typische Beispiele solcher Talschlüsse finden wir sowohl in Flyschgebiet, z. B. im Etivaztal, Arnental und Meielsgrund bei Gstaad, ferner in den Kalkalpen, wie im Motélontal südlich Jaun, im Grosmonttal, in den Tälern der Sense, im Saanental bei Gsteig, oberhalb Lauenen[1]), im Simmental oberhalb Lenk, im Engstligental bei Adelboden, im Kandertal bei Kandersteg, im Kiental bei Tschingel, im Lauterbrunnental bei Unt. Steinberg, im Spiggengrund bei Steinwängen, im Gadmental oberhalb Gadmen, im Gental, im Engelbergertal bei Knollenboden, im Horbistal ob Engelberg beim „End der Welt“, im Kohltal P. 1073, im Isletental (Isental) bei der Steinhüttli Alp, bei Ober-Rickenbach ob Wolfenschiessen, im Schächental bei Im Aesch, im Muotatal bei Sahli, im Hürital bei Wängi, im Wäggital bei Aabernalp, im Klöntal bei Boden P. 873, im Linthtal bei Thierfehd, im Weisstannental bei der Alp Unt. Wallenbütz, im Panixertal in 1440 m, im Sämbtisertal (Säntis). Dieselbe Erscheinung tritt auch in den Gebieten der kristallinen Felsarten auf, wie im Mönchalptal südlich Klosters, im Val Tuoi in 2250 m, im Aversertal bei der Bregalga Alp, im Juliertal bei Cavreccia, im Somvixertal, im Madrisertal bei Sovrana in 1960 m, im Val

[1]) Vergl. hierzu Bild Fig 4.

da Faller bei Igl Plang, im V. Mesolcina in 1200 m, im V. Calanca bei Pertusio, im V. Poschiavo bei Angeli Custodi, im Val Laviram in 2400 m, im Valle Malenco bei Tornadri, im V. Albionsca südlich Roveredo, im Valle Darbora bei der Alpe



Fig. 3 Jdeale Ansicht eines Alpentales.

di Pozzo, im Valle di Cama bei der Alpe di Lumegno, im V. Malvaglia bei P. 1373, im Tal von Olivone nördlich Biasca, im Tessintal bei Cruino, im Laquintal bei P. 1675 (Simplon), im Gamsertal in 2100 m, im Gredetsch- und Bietschtal, im Vallon de Barberine bei P. 2120; wohl das grossartigste Beispiel eines Talschlusses bietet das V. d'Antigorio bei Fruthwald, wo sich der mächtige Toce in tosendem Falle über eine hohe, talabschliessende Wand herunterstürzt; Zermatt liegt, ähnlich wie Saas-Fee, am obern Ende eines langen Taltroges mit vergletschertem Talschluss. (Siehe Bild Fig. 9).

In einigen Tälern wird der Eindruck des Talschlusse noch durch die Erscheinung eines Sees verstärkt, der eine beckenartige Eintiefung unterhalb der abschliessenden Talwände ausfüllt, so der Schwarzsee in den Freiburgeralpen, Arnen- und Lauenensee, Oeschinensee, Lungernsee, Sämbtiser- und Seealpsee am Säntis.

Es muss zugestanden werden, dass viele der angeführten Stufen und Riegel offenbar durch den Gesteinscharakter eine wesentliche Begünstigung erfuhren, indem sie da auftreten, wo härtere Schichten das Tal queren oder wo ein Gesteinswechsel vorkommt, namentlich an der Grenze von Kalk- und Schiefer- oder Flyschzonen, wie z. B. oberhalb Adelboden, Lenk, Lauenen, Gsteig, Schwarzsee, Grosmont, ferner bei Lungern; Quertäler in harten Gneiss- oder Granitbänken weisen Stufen auf in der Schölleneu und unterhalb Gletsch.

4. Steigen wir nun auf schmalem Zickzackpfad die hohe, talabschliessende Wand zum Quellgebiet empor, so fällt uns auf, dass hier in der Regel die schmalen, sich nach unten zuspitzenden Einzugstrichter mit den scharfen, tief eingeschnittenen Wasserfurchen fehlen; vielmehr gelangen wir häufig zum Boden einer halbkreisförmig von steilen, splitterigen Felswänden umgebenen Nische empor, die einen breiten, sanft nach auswärts geneigten oder nahezu ebenen oder sogar beckenförmig eingetieften Felsboden aufweist. In letzterem Falle liegt hinter der Felsschwelle ein kleiner, meist rundlicher See, in welchen sich von allen Seiten zahlreiche Wässerlein ergiessen; dieselben treten meistens als Quellen unter den Blockanhäufungen gewaltiger Schuttkegel und Schutthalden hervor, die sich ringsum am Fuss der steilen Wände anlehnen. Die Stille, die in solchen Talkesseln herrscht und die kaum gestört wird durch das leise Murmeln der Bächlein, wird von Zeit zu Zeit unterbrochen durch das Gepolter und Aufschlagen grösserer oder kleinerer Blöcke, die sich von den Felswänden unter dem Einfluss der mechanischen Verwitterung loslösen und zur Tiefe stürzen; so nimmt die Mächtigkeit dieser Sturzkegel mehr und mehr zu, und ihr Fuss schiebt sich unmerklich beständig nach aussen, so dass die Fläche des ebenen Bodens oder des kleinen Sees sich nach und nach verringert. Solche hoch über einer Felsstufe gelegene Nischen werden von den Sennen Kessel, allgemein aber K a r e genannt, und die in denselben auftretenden Hochseen sind K a r s e e n[1]. In der Ausdehnung und Grösse der Kare können Verschiedenheiten auftreten; während viele Kare im Urgebirge einen nahezu kreisförmigen Grundriss auf-

[1]) Vergl. hierzu Bild Fig. 5 und Fig. 3, Vordergrund rechts.

weisen, zeigen andere, die im Kalkgebirge etwa im Streichen einer weicheren Schichtzone liegen, eine grössere Länge und fallen in mehreren Stufen als Kartreppen zum Haupttal hinunter; wieder andere aber sind eher breit als lang. Die Schwelle grösserer Kare befindet sich gewöhnlich tiefer als diejenige der kleineren Nischen. In der Regel tritt nicht nur ein Kar im Hintergrund des Tales auf, sondern wir finden meistens mehrere dieser Nischen nebeneinander in ungefähr gleicher Höhe halbkreisförmig rings über dem Talschluss angeordnet, und dann spricht man von Ursprungskaren, im Gegensatz zu den Seitenkaren, die seitlich über der Schulter des Trogtales liegen. In vielen Tälern des Saanegebietes treten solche Ursprungskare auf, wie am Nordabhang des Wildhorns im Ursprungsgebiet des Lauenengletschers beim Dungelschuss und Geltenschuss, am Oldenhorn die Oldenalp, in den Talenden des Etivaz-, des Hongrin-, des Kalberhöni-, des Arnen-, des Fenils- und des Jauntales. Die Seitenkare kommen teils vereinzelt vor, wie im Jauntal und im Saanetal oberhalb Montbovon, teils reihenweise. Reihen von Karen liegen an der Vanilnoirkette, an der Dent de Lyskette, an der Tornettazkette und an der Stockhornkette[1]). Viele Kare, die in Kalkbänke des Malm oder der alpinen obern Kreide, im Schrattenkalk, eingeschnitten sind, haben zwar eine Felsschwelle, aber keinen See, andere einen See mit unterirdischem Abfluss wie an der Kaiseregg, am Stockhorn, im Breccaschlund und an der Schopfenspitze; solche Kare weisen zahlreiche Rinnen, Spalten und Löcher in dem höckerigen Kalkboden auf; das sind Karen oder Schratten, die ihre Entstehung der chemischen Verwitterung verdanken.

Aber nicht nur im Saanegebiet, sondern auch in allen übrigen Gebirgsgruppen der Schweizer Alpen sind Kare eine häufige Erscheinung. Brückners Auffassung, dass Kare in den Schweizer Alpen gegenüber den Ostalpen zurücktreten,[2]) dürfte vielleicht durch die folgende Aufzählung widerlegt sein, die nicht als erschöpfend gelten kann. So erwähnte schon Ed. Richter[3]) solche Nischen im Aaregebiet an der Faulhornkette.

---

[1]) Vergl. hierzu Bild Fig 7.

[2]) Die Alpen im Eiszeitalter, p. 607.

[3]) Geomorpholog. Untersuchungen, p. 93. Richter schrieb entsprechend der Aussprache Kahr, nicht Kar.

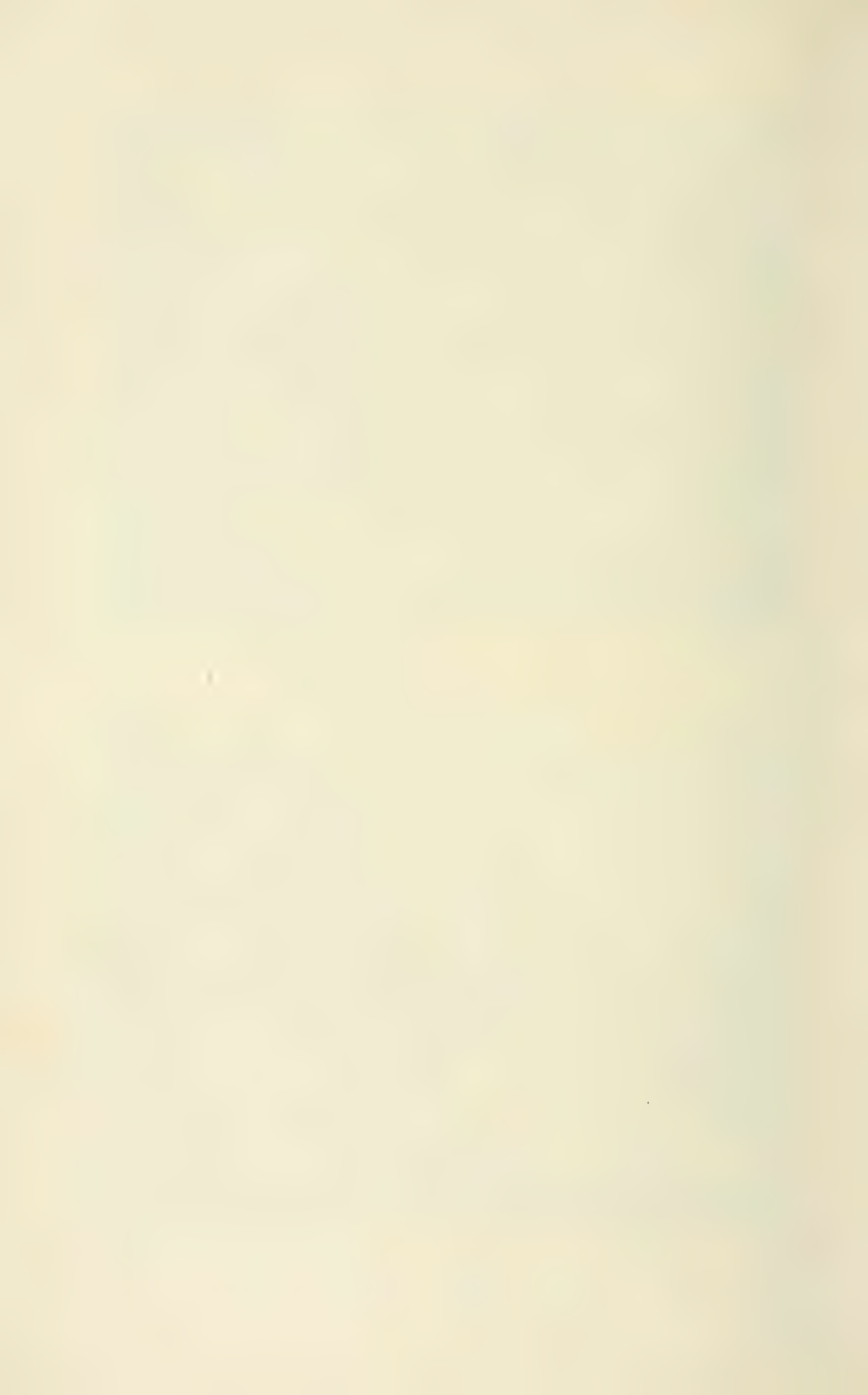
so auf der Nordseite: Wandelalp, Oltschialp und Hinterburgseeli, „und auf der Südseite bemerkt man von der kleinen Scheideck aus sehr genau zwei grosse Kare zwischen Faulhorn und Schwarzhorn, denen auch die Seen nicht fehlen. Am Zug des Niesen, zwischen Simmental und Frutigtal, liegen vom Niesen bis zum Hochniesen auf der Westseite zehn, auf der Ostseite acht deutliche Kare. Die Gipfel messen 2300 bis 2400 m; die Karböden, welche auf der Westseite deutlicher als auf der Ostseite sind, liegen 1900—2100 m hoch. Drei davon enthalten Seen. Das Gestein ist Flysch. Auch auf der Nordseite des Brienzer Rothorns liegt ein Kar, die Eissee-Alp (1970 m)." — Ausser den von Richter angeführten treffen wir in den Berner Alpen noch zahlreiche andere ebenso schöne Kare an, so z. B. in der Spielgertengruppe (Grimmi, Alpetli, Sattel), an der Männlifluh (Kilei, Gurbs, Bütschi) und am Thurnen (Korb, Feldmöser) im Simmegebiet; Engstligenalp und Bütschiberg im Gebiet des Engstligenbaches am Nordabhang des Wildstrubel; die Lohnerkette weist drei typische Kare an der Westseite wie Artelen, Kumi und Elsigen und eines an der Ostseite auf, Allmen, dessen Bach über eine 500 m hohe Stufe zur Kander hinunterstürzt; am Dündenhorn ist besonders das Kar von Ober-Dünden trefflich entwickelt. An der Schilthorn-Morgenberghorngruppe finden sich mehrere Kare und Kartreppen wie Hohkien, Hartisberg, Saustal oberhalb P. 2240, Boganggen, Grau Seeli, Engetal, Sulsalp, Nessleren und Lattreien Alpen. Gehen wir auf das östlich von der Aare gelegene Gebiet über, so finden wir zwischen Brienzer Rothorn und Giswilerstock zwei weitere Kare oder Kartreppen: Alp Arni mit dem Arniseeli und Fontanenalp. Mehrere grosse, je mit einem See ausgestattete Kare liegen in der Titlisgruppe, nämlich Engstlenalp, Trübenseealp, Melchseealp, Seefeldalp und Luterseealp; einige von diesen im Kalkgebirge vorkommenden Hochseen besitzen einen unterirdischen Abfluss; die meisten, der Engstlensee ausgenommen, werden zur Reuss hin entwässert. — Auch die vom Urirotstock überragte Gruppe der Kalkalpen weist einige schöne Kare auf, wie eines auf der Ostseite des Surenen Passes bei P. 2150 m mit See, ferner die Plankenalp, die Oberalp, Gitschenen- und Bolgenalp, Fernital, Bühlalp und Urwängi.



Fig. 4. **Talschluss mit See in den nördlichen Kalkalpen.**
(Lauenen, Kt. Bern. Phot. F. Rohr).



Fig. 5. **Karsee in den nördlichen Kalkalpen.**
(Iffigensee am Wildhorn, Kt. Bern. Phot. F. Rohr).



Typische Kare mit Seelein treffen wir in der Urgebirgszone des Triftgebietes an, so am Benzlauistock nördlich Guttannen bei P. 2110 und 2174, am Schwarzenstock in 2250 m, am Seewenstock bei P. 2090 und an der Krönte bei P. 2095, P. 2240 und bei P. 1970.

Auch im Quellgebiet der Reuss treten prächtige, zum Teil mit Seen geschmückte Kare auf, wie vor allem die drei am Piz Orsivora, dann der grosse gestufte Kessel mit dem Lucendrosee, die Alpe di Fortunei und oberstes Guspistal; ferner drei Kare am Gurschenstock und drei weitere am Westhang des Badus; endlich ob Realp das grosse Lochbergkar «im Loch» (Triftgruppe). Reich an Karen sind die Gebirgsgruppen, die sich östlich von Reuss bis Brunnen erheben, Bristenstock, Gr. Windgälle, Faulen und Fronalpstock; die Bristenstockgruppe weist viele steile Kare auf, nur zwei zeigen einen See, Spiellaui- und Bristenseeli; grosse, schöne Kare liegen dagegen auf der Nordseite der Gr. Windgälle in Kalkschichten wie die Seewli-Alp mit dem Seewli-See, Griestal, Sittlis-Alp, ob. Lammerbach; einer breiten Terrasse gleicht die Oberalp mit Seelein in 1804 m. An der Faulenkette finden sich auf der Nordseite wie auf der Südseite treffliche Seitenkare des Schächen- und Riemenstaldertales, ferner Ursprungskare des Hüritales; von den 13 typischen Karen sind 6 mit Seelein geschmückt; ausserdem finden sich mehrere teils sehr schmale, teils breite, steile Nischen, deren Bäche im Kalkuntergrund versickern, wie z. B. am Achselberg und Blümberg. Am Nordhang der Fronalpkette liegen sechs Kare von verschiedener Grösse nebeneinander.

Die von der Linth entwässerten Glarneralpen weisen zahlreiche Karnischen auf, von denen die meisten sowohl im Kalk- und Schiefergebiet wie im Verrucano Seen aufweisen, wie S. Blumer dargetan hat;[1]) von besonderem Interesse ist das mit drei Seen ausgestattete Treppenkar im Murgtal.

In überaus auffälliger Weise ist die Churfirstenkette durch 16 karartige Nischen auf der Nordseite gegliedert, dar-

[1]) Zur Entstehung der glarnerischen Alpenseen. Eclog. geol. Helv. Vol. VII. No. 3. 1902. Blumer beschreibt 14 Hochseen; einige derselben sind hochgelegene Talseen.

unter Treppenkare mit Seen, z. B. Voralpsee. Im Säntisgebirge treten längliche Kare im Streichen der Ketten auf wie Fählenalp, Gruben, Fehlalp, Megglisalp, Oberkellen, ferner kleine Kare quer zum Gebirge, wie Garten und Schrenit, und an ein Treppenkar erinnert die Alp Hint. Gräppelen. Auf der Nordseite des Säntis findet sich ein ausgezeichnetes Kar in der Molassenagelfluhzone an der 1533 m hohen Hochalp, das Rossmoos.

Verhältnismässig weniger häufig sind Kare in den aus weichen Bündnerschiefern aufgebauten Gebirgen im Rheingebiet, wo steile, tiefeingeschnittene Erosionstrichter vorherrschen; mit dem gneissigen Untergrund stellen sich aber auch Kare ein, wie auf der Nordseite des Badus die Alp Toma mit See; den gleichen Namen trägt ein grosses Kar am P. Paradis, und zwei Kare am Südabhang des P. del Laiblau besitzen Seelein; ebenso die grosse Nische der Alp Annarosa westlich Andeer, östlich davon bildet die Alp Taspin ein schönes Kar. Im Gebiete des Surettahorns und P. Grisch bei Splügen liegen sechs Kare mit Seelein. Nördlich vom P. Medels finden sich an der P. Muraun-Senterigruppe folgende fünf Kare: Encarden mit See, Alp Cazirauns, Alp Valesa, Alp de Rentiert und Alp de Naustgel. Oestlich davon treffen wir breite Nischen am P. Val gronda, die eine mit dem Blauen See; auch die zwei Kare am Curaletschhorn und das Kar am Weisshorn haben Seen, während Klein-Tomül am Bärenhorn und Thäli die typische Form ohne See zeigen. Im Gebiet der Plessur finden wir breite Karnischen am Parpaner Schwarzhorn, am Plattenhorn und Weisshorn bei Arosa, am Furkahorn, an der Thiejer- und an der Mädrigerfluh, ferner zwei Kare an der Weissfluh: Haupter-Thäli und Reckholdernalp. Ausserordentlich flach sind Nischen am Mattlishorn und Kistenstein. Oestlich von Davos ragt das Pischahorn als Karling[1]) empor, der auf allen Seiten teils steile Nischen, teils typische Kare mit Schwelle und See aufweist, wie z. B. das Novaier-Täli; ihm gegenüber liegt das schöne Ochsentälikar. Als Karlinge erweisen sich ferner sämtliche über 2700 m hohe Gipfel zwischen Flüelapass und Lenzer-

[1]) Nach Penck eine mit Karen besetzte Erhebung. P. u. B. p. 284.

heide. Die Zahl der auf den Bl. 422 und 423 S. Atl. erkennbaren Kare beträgt etwa 30, und reich an prächtigen Karen ist die Piz Aela-Tinzenhorngruppe. Kare von allen Formen sind zu beiden Seiten der Rhätikonkette eingeschnitten, so im Quellgebiet des Schlappinertales: Garneira, Kessi, Schaftäli, grosses Kar mit dem Hühnersee, das Juonentäli; am Madrishorn, ein typischer Karling, im ganzen sechs Kare auf allen Seiten, z. B. Erztäli und Viehcalanda; nördlich davon zwei Kare am St. Antönierjoch; oberhalb Partnun zwei Treppenkare: Plasseken und Gruben; zwischen Scesaplana und Falknishöhe drei prächtige Kare: Fasonser Heuberg, Jes und das Fläscher Tälchen mit drei Seelein. Reich an Absturzschutt sind zwei ganz besonders schön entwickelte Kare auf der Südwestseite des Gr. Litzner. Aehnlich wie diese sind folgende Nischen: Val gröss am Piz Fless, Val d' Glims am Piz Linard, Kar P. 2453 an der Furcla Zadrett, Murtera, Foura-d'Anschatscha und Marangun della Gutschina, alle drei am P. Champatsch: ein echter Karling; ebenso der P. Cotschen und der P. dellas Clavigliadas. Als typische Karlinge erweisen sich ferner P. Tasna, P. Nair und P. Minschan nördlich Schuls: sie zeigen auf allen Seiten Karnischen, davon vier mit See (Bl. 421 S. A.). Dieselben Formen lassen sich an allen Gebirgsgruppen rings um Zernetz beobachten; ferner auch an P. Foraz und P. Murtera. Im Quellgebiet der Julia bis Molins finden sich 15 Kare, wovon fünf mit See, und ebenso gross ist die Zahl der Kare, die oberhalb Samaden zum Inn entwässert werden, 10 davon enthalten Seelein. Auch oberhalb Poschiavo finden sich einige treffliche Kare, und kleine Hochseen sind hier zahlreich. Auf der Südseite des P. Bernina liegen 10 prächtige Kare im Quellgebiet des T. Mallero, die meisten mit Seelein, wie L. Palu, L. Pirola, L. Laguzuola etc. (vergl. Bl. 523bis S. A.).

Wir kommen ins Gebiet des Tessin. Da tritt uns zunächst die Kette zwischen Mesocco und Calancatal entgegen, deren Gipfel durchaus den Charakter von Karlingen tragen: zwischen Pzo. Rotondo und Pzo. di Groveno finden sich zahlreiche steile und sechs Kare, die einen kleinen See aufweisen. Genau dieselbe Erscheinung lässt sich an der Kette des P. Padion östlich der Moësa beobachten. Viele steile Kare über hohen Stufen sind an der Kette östlich von Biasca bis zum

Pizzollaro eingeschnitten. Reich an Karseen sind die Gebirge im Quellgebiete des Tessin; nordwestlich Biasca sind folgende zu erwähnen: Cassina al Lago, Lago di Chironico P. 1767, Lago di Piumogna, Lago Tremorgio (unterste Stufe eines



Fig. 6. Blick ins oberste Tessintal.

Treppenkares am Campolungo), See in 2070 m ob der Alp Prato. See bei P. 1898 der Alp Ravina; nördlich von Faido sind: See bei P. 2261, zwei Seen bei P. 2403, und an der von der Punta nera (2721 m) überragten Gebirgsgruppe beim Lago Ritom finden sich acht schöne Karseen (man vergl. Bl. 503 S. A.). Die Maggia entquillt ebenfalls typischen Karseen, deren Zahl östlich und westlich des Cristallina neun beträgt. Die meisten der erwähnten Kare im Tessingebiet zeichnen sich durch einen nahezu kreisförmigen Grundriss aus. Im Einzugsgebiet der Tosa (Toce) finden sich einige prachtvolle Kare mit Seen östlich und südlich vom Ofenhorn, wie Obersee 2320 m, L. Busin inf. und sup., L. di Pojala, Kar am Westhang des Pzo. della Satta, L. die Brumei am M. Cistella.

Wenden wir uns endlich dem Rhonegebiet zu! Da treffen

wir an der Südseite der Löffelhorn-Siedelhornkette 7 Kare, darunter einige Treppenkare, die alle kleine Seen aufweisen. Südlich von Ulrichen erhebt sich das Brodelhorn als ein Karling, wie das Kummenhorn südlich Ritzingen mit 3 Karen. Ein prächtiges Treppenkar mit mehreren Seen, darunter den Geisspfadsee, liegt am Schienhorn; südlich Brig ein Kar am Erizhorn. Schöne Ursprungskare liegen im Hintergrund des Laquientales wie Galki, Täli und Oberstafel. Deutliche Kare finden sich am Ergischhorn, Signalhorn und Augstbordhorn. Ein schönes Kar am Sasseneire (3259 m) enthält den Lac de Zozanne in 2704 m, und ein anderes den Lac de Lona. Eine Gruppe von typischen Karlingen erhebt sich zwischen Eifisch- und Turtmanntal, wie Schwarzhorn (2793 m), Bella Tola (3028 m), P. Tounot, Roc de Budri und Frilihorn; sie weisen über ein Dutzend Kare auf, darunter 9 mit Seen wie Illsee und «Seelein». Das bei Rechy mündende Tälchen zeigt oberhalb P. 2122 den Charakter eines grossen Treppenkars, ebenso das Tälchen südlich Riddes mit dem Lac des Vaux; dagegen liegen am Mont Rouge und an der Becca de Nendaz mehrere kleine, flache Kare.

Das nicht nur an grossen und kleinen Gletschern, sondern auch an verheerenden Wildbächen reiche Gebiet der Drance weist auch mehrere Kare auf wie: le Crêt mit Schwelle in 2598 m am Parrain, ein Kar mit See bei P. 2767 am Mont Fort, ein Treppenkar am Gd. Laget östlich Liddes, Kare ohne deutliche Schwelle, aber mit breitem Absatz über der Stufe sind zahlreich an den Ketten zu beiden Seiten der Combe de Lâ. Echte Karlinge sind die beiden P[tes] de Drônaz, ebenso die P[te] de Barasson und Menouve. Oestlich und westlich von Orsières finden sich je ein Kar auf der Nordseite des Six blanc und des Catogne und mehrere derselben nördlich von der P[te] d'Orny am Six Carro und an der P[te] Ronde. Ein Karling ist la Rebarmarz oberhalb Finhaut. Auch oberhalb Champéry liegen einige Kare; schön entwickelt ist dasjenige über Anthémoz an der Dent du Midi.

Eine Reihe von 7 Karen ist an der Südseite der Kette Dent de Morles-Grand Muveran eingeschnitten, darunter das prächtige Treppenkar der Montagne Fully mit zwei Seen. Südlich vom Wildhorn ragt der Sex rouge (2907 m) als Karling im Kalkgebirge empor; alle hier auftretenden Karseen besitzen

unterirdischen Abfluss. Den Charakter von Karlingen zeigen ferner die Gipfel der vom Majinghorn überragten Gruppe, und das östlich von derselben aufragende Leghorn zeigt ein schönes Kar, das in 2257 m, 1600 m über dem Rhonetal, abfällt.

Wir haben mit grossen Schritten unsern Gang nach den in den Schweizeralpen vorkommenden Karen beendigt und gelangen zum Schluss, dass diese Formen hier eine häufige Erscheinung sind, so dass sie vielerorts den Formencharakter der Gipfel bestimmen. In der Aufzählung sind die mit Firn und Gletschern erfüllten Kare weggelassen worden, auf die wir später zu sprechen kommen werden.

5. Einen Gesamtüberblick unserer alpinen Talformen[1]) gibt in kurzen Zügen Richters treffliche Schilderung (l. c. p. 69) von den Tälern der Niederen Tauern. Wir denken in erster Linie an zahlreiche Täler des Wallis und des Rheingebietes, wenn wir die folgenden Zeilen lesen:

«Die Täler sind sämtlich bis zu ihrer Mündung in eines der begrenzenden Längstäler ausgerundete U-Täler. Die meisten sind schon beim Eingange durch eine Talstufe über die Höhe des Haupttales erhoben. Neben den Talausgängen sind die trennenden Ketten meist scharfkantig zugeschärft, bis hinauf begrünt, aber nicht hoch genug, um Kare zu tragen. Im Tale wechseln Erweiterungen und Verengungen, ein Stufenbau ist angedeutet, indem die Engen grösseres Gefälle haben als die Weiten. Mit den ersten grösseren Seitengräben und der Erhebung der Kämme über 2100 m stellen sich links und rechts Kare ein, die man vom Tal aus nicht wahrnimmt. Der Talschluss wird meist von einem recht deutlichen Zirkus gebildet, der aber nicht direkt bis zu dem Kamm hinanreicht, sondern, wie der Chor einer gothischen Kirche vom Kapellenkranz, so von einem Kranz von Karen umgeben ist, die wohl 300 oder 500 m höher liegen als der Talschluss. Steigt man die steilen und dicht bewaldeten Hänge eines solchen hinan, so bietet sich ein überraschender Blick auf die ausgedehnten, mehrfach übereinander ansteigenden, sich wiederholenden Kessel der Karlandschaft. Die unteren Stufen sind meist mit dichtem Zwergkiefergestrüpp bewachsen, mit den letzten dünnen Hainen der Zirbelkiefer dazwischen. Ueber neue Stufen kommen wir

[1]) Vergl. hierzu auch Fig. 3, Seite 37.

in neue Kessel, zu andern Seen, die nur mehr von spärlich bewachsenen Hängen oder grauem, mit Flechten bewachsenem Getrümmer umgeben sind, und endlich zu den letzten, obersten Mulden, die von den braunen, zerrissenen Gneissgräten und den von ihnen herabziehenden Geröllströmen umlagert sind. Schneefelder reichen bis ins Wasser, das oft bis Ende Juli noch seine Eisdecke trägt. Ersteigt man einen der meist ziemlich leicht erreichbaren Felsgipfel, so überblickt man zu seinen Füssen ringsum zunächst überall Kare mit überraschend vielen Seespiegeln und unzähligen kleinen Lachen, die keine Karte verzeichnet, und erst jenseits der äussern und unteren Karränder kann sich der Blick in die dunkeln, hier schluchtartig erscheinenden, bewaldeten Täler senken.»

6. Durch die Stufenmündungen der Seitenflüsse unterscheiden sich die Alpentäler in erster Linie von den typischen Flusstälern. Gemeinsam mit ihnen haben sie nur die Verästelung im Grundriss; diese Verästelung ist aber nicht so konsequent bis ins einzelne durchgeführt, sondern nur in gröberen Zügen ausgesprochen. Ferner treten bei den Alpentälern häufig ausgesprochene Talgabelungen auf; so im Rheintal bei Sargans oder bei Brunnen und Stans im Reussgebiet oder im Gebiet der Adda am Comersee; in anderen Fällen gelangt man über eine verhältnismässig niedere Wasserscheide in ein benachbartes Flussgebiet, wie über den Brünig vom Aaretal ins Sarnertal, über die Saanenmöser von der Saane zur Simme, aus dem Hongrin ins Ormonttal, über Sattel zum Aegerisee, bei Menaggio nach Porlezza und aus dem Tessintal über den Monte Cenere nach Lugano.

Während sich viele Flusstäler durch mannigfaltige Krümmungen auszeichnen, sind die alpinen Trogtäler in ihrer Richtung in auffallender Weise steif und gerade; einige zeigen einfache, weitausholende Biegungen, wie Aaretal und Tessintal; andere weisen auf grosse Erstreckung hin kaum eine schwache Veränderung der Richtung auf, wie das Rhonetal. Die Alpentäler sind dieser Tatsache zufolge von grosser Sicht und lassen sich demgemäss, von geeigneten Aussichtspunkten aus auf bedeutende Entfernung hin überblicken; andere Hochtäler zeichnen sich zufolge ihrer Breite durch grosse Lichtfülle aus, wie das Ober-Engadin.

Nachdem wir so in aller Kürze die wichtigsten Merkmale hinsichtlich der Formen der Alpentäler hervorgehoben haben, wollen wir nunmehr ihre Entstehung zu erklären versuchen.

D. Die Entstehung der Alpentäler.

I. Ueberblick.

1. Zufolge der Tatsache, dass die Alpentäler grösstenteils unabhängig von den Gesteinszonen und Schichtenfolgen bald quer, bald schief zum Streichen eingeschnitten sind, erweisen sie sich als Erosionstäler. Ein Ueberblick über das Flussnetz der Schweizeralpen auf einer guten Karte, wie z. B. auf der Dufourkarte, die in ihrer Gesamtheit besonders eindrucksvoll im Schweiz. alpinen Museum zur Geltung kommt, zeigt die im allgemeinen schön ausgesprochene Verästelung der grösseren Flussgebiete, wie des Rhein-, Rhone-, Aare-, Reuss- und Tessinsystems, und diese Erscheinung spricht deutlich dafür, dass die Alpentäler in ihrer Anlage auf die Wirkung des fliessenden Wassers zurückgeführt werden müssen. Allein die heutigen Formen dieser Täler weichen, wie wir gesehen haben, durchaus von den durch Flusserosion geschaffenen Napftälern ab.

2. Allerdings halten einige Forscher, wie Alb. Heim, H. Schardt und A. Baltzer, an der älteren Ansicht fest, dass auch die heutigen Talformen in den Alpen einzig und allein durch Flusswirkungen entstanden seien: Die hohen Talterrassen werden als Flusserosionsterrassen aufgefasst, und die Uebertiefung wird als Folge der bedeutenderen Tiefenerosion des Hauptflusses gegenüber den kleineren Seitenflüssen hingestellt; die Stufen in den Haupttälern bezeichnen die Stellen, bis zu denen die rückschreitende Erosion des Hauptflusses infolge Neubelebung der Tiefenerosion durch periodische Hebungen gelangt sei. Die grossen Randseen endlich sollen ihre Entstehung einem während des Eiszeitalters eingetretenen Rücksinken oder Einsinken des Alpenkörpers verdanken, wodurch Flusstäler verbogen worden wären.

Gegen diese Annahmen können folgende Einwendungen erhoben werden:

a. Ueberzeugende Beweise für das behauptete Einsinken der Alpen sind noch keine erbracht worden.

b. Die hohen Talterrassen können nicht als Flusserosionsterrassen aufgefasst werden, da sie sich nicht in klarer Weise einheitlich verfolgen lassen und da sie meist eine sehr unregelmässige, höckerige Oberfläche aufweisen; auch müsste man, weil vielerorts mehrere übereinander erscheinen, ausserordentlich viele Hebungen und Eintiefungs- wie Verebnungsperioden annehmen, die mit den im Vorland nachgewiesenen nicht in Uebereinstimmung gebracht werden könnten. Eine nachpliocäne bedeutende Hebung der Alpen hat sicher stattgefunden, und nach derselben dürfen wir auf Neubelebung der Tiefenerosion schliessen; wie gestalteten sich demnach die Dinge in einem Alpental, etwa im Saanetal zwischen Saanen und Gsteig, das hier nur in Flysch eingeschnitten ist? Der Fluss würde zunächst senkrecht in die Tiefe schneiden, bis sein Gefälle der Wassermasse bezw. seiner Erosionskraft entsprochen hätte; dann würde er an den Prallstellen energisch seitwärts erodieren und im Verlaufe langer Zeiten die breite, regelmässige Talsohle geschaffen haben, die heute hier existiert. Aber während dieser Zeit hätten dann auch sämtliche wasserreiche Seitenflüsse, wie vor allem der erosionskräftige Lauenenbach, ihren Talweg der Sohle des Haupttales durch rasches Einschneiden angepasst, da das Gestein von gleichmässiger Beschaffenheit ist; wasserreich sind stets auch die andern Seitenbäche: Tscherzisbach, Fallbach und Kalberhönibach. Alle diese Bäche münden heute mit steiler Stufe ins Haupttal; ein jeder hat in den breiten, trogförmigen Talausgang des Hängetales eine jugendliche Schlucht eingeschnitten, vor welcher sich ein mächtiger Schuttkegel ausbreitet; doch ist die Stufe noch prächtig zu erkennen: das Haupttal ist übertieft; aber die Uebertiefung des Saanetales kann nicht auf Flusswirkung zurückgeführt werden.

c. Die heute in allen Alpentälern auftretenden Stufen sprechen für die Jugendlichkeit, die breiten Talsohlen dagegen für die Reife der Talbildung. Solche ungesetzmässige Erscheinungen finden sich niemals in den unter normalen Denudationsvorgängen geschaffenen Erosionslandschaften. Aus diesen Gründen können die heutigen Formen der Alpentäler nicht durch Flusserosion entstanden sein.

3. Als einen Beweis dafür, dass Flüsse Täler einzuschneiden vermögen, haben wir die Verfrachtung von Gesteinsblöcken

und Geröllen in Flussbetten und die Schuttablagerungen hingestellt, die sich an den Mündungen der Flüsse finden, seien es aus Sand aufgebaute, flache Deltas am Meeresrand oder aus Schotter bestehende Schwemmkegel an den Seen.

Aehnliche Schuttbildungen haben sich im Bereiche der Alpen als Spuren der eiszeitlichen Gletscher erwiesen.

a. Wir treffen im Alpenvorland zunächst ausgedehnte Schotterablagerungen an, die in verschiedener Höhe über den heutigen Flüssen liegen, so dass darnach auf verschiedene Perioden der Talbildung geschlossen werden muss. Die heutigen Flüsse sind in diese Schotter eingeschnitten, welche also älter sein müssen. Es können vier Schottersysteme unterschieden werden; das älteste liegt am höchsten und wurde als älterer Deckenschotter bezeichnet, im Gegensatz zum jüngeren, der bei Turgi-Brugg 110 m tiefer liegt; als noch jüngere Bildungen gelten die im Flussniveau erscheinenden Hochterrassen- und Niederterrassenschotter; der letztere ist am schönsten entwickelt, und er lässt sich an der Aare von Aarwangen weg bis zur Mündung in den Rhein, an der Reuss von Mellingen an, an der Linth von Killwangen an und am Rhein von Eglisau weg bis weit über Basel hinaus verfolgen. Diese Schotter sind von Flüssen abgelagert worden; aber diese Flüsse entstanden unter eigentümlichen Verhältnissen; dies ergibt sich aus der Tatsache, dass die Niederterrassen an bestimmten Punkten erscheinen und sich von hier an ununterbrochen weit flussabwärts verfolgen lassen, während sie talaufwärts auf grosse Strecken verschwinden; aber da wo sie beginnen, treten sie mit ausgeprägten Schuttwällen in Verknüpfung, die aus Schlamm, Lehm, Sand und Feinkies bestehen, in denen in regelloser Anordnung grössere und kleinere, teils gerundete, abgeschliffene, teils auch eckige Felsblöcke stecken. Zahlreiche der grösseren eckigen Blöcke sind 3—4 m lang, ja viele erreichen die Grösse eines Hauses, wie die Blöcke auf dem Steinhof bei Herzogenbuchsee oder die von Pierrafortscha bei Freiburg u. a. Diese ungeschichteten, blockreichen Schuttmassen, die zufolge der Gesteinsarten aus den Alpen stammen müssen, sind auf keinen Fall von den Flüssen ins Vorland gebracht worden, sondern von Gletschern, wie Playfair, J. de Charpentier und L. Agassiz zuerst erkannt haben; diese Schutt-

massen sind eiszeitliche Moränen; aber auch die Schotter bestehen aus verfrachtetem Gletscherschutt; denn nach den heute noch zu beobachtenden Erscheinungen in der Gletscherwelt zu schliessen, müssen die Niederterrassen als Sand-Bildungen der eiszeitlichen Schmelz- oder Gletscherbäche betrachtet werden, die ausserhalb der sog. Jung-Endmoränen den feineren Schutt verschleppt und abgelagert haben. Die gut erhaltenen, wallförmigen Jung-Endmoränen stammen aus der letzten Eiszeit. Was von den Niederterrassen gilt, muss auch von den andern Schottersystemen hinsichtlich ihrer Entstehung angenommen werden; denn es ist nachgewiesen worden, dass sowohl die Hochterrasse, als auch die beiden Deckenschotter mit Moränen früherer Eiszeiten in Verbindung stehen (P. u. B. 463). Jedes dieser vier Schottersysteme entspricht einer maximalen Ausdehnung der Gletscher während des Eiszeitalters, das der Jetztzeit voranging. Viermal nacheinander sind die Gletscher aus den Tälern der Alpen heraus in das Vorland hinab geflossen, im Norden bis zum Jurarand hin, ja einmal, in der Riss-Eiszeit, sogar zum grossen Teil über ihn hinaus bis in die Nähe von Basel und bis nach Pontarlier. Damals reichte das Eis des Rhonegletschers bis fast zum Napfgipfel hinauf. (Vergl. S. 15). Nach diesen gewaltigen Vorstössen haben sich die Gletscher jeweilen wieder ganz zurückgezogen. Das Anwachsen und Abnehmen derselben geschah offenbar etappenweise; namentlich schön erwiesen sind die Rückzugsphasen aus der letzten (der Würm-)Eiszeit. Nach einem Maximalstande, während welchem der Rhonegletscher bis Bützberg-Bannwil bei Aarwangen reichte und der Aaregletscher mit ihm verschmolzen war, zogen sich die Gletscher zurück. so der Aaregletscher bis Bern, wo er mehrere Endmoränenwälle aufschüttete, an die sich ausgedehnte Schotterfelder lehnen, wie Beundenfeld, Murifeld, Wabernfeld, Rossfeld u. s. w. Damals endete der Saanegletscher bei Bulle und der Linthgletscher bei Zürich. Nach einem beträchtlichen Rückgang blieben die Gletscher wieder längere Zeit stationär und schütteten während dieses Stadiums, des Bühlstadiums, deutliche jüngere Endmoränen auf, so der Aaregletscher bei Amsoldingen; dem Bühlstadium folgte das Gschnitzstadium; damals endete der Aaregletscher zwischen Interlaken und Meiringen; endlich finden sich noch

Moränen des Daunstadiums, die andeuten, dass die Gletscher etwa doppelt so lang waren wie heute; dies gilt z. B. vom Saanegletscher, Dungelgletscher, Gamchigletscher. Massgebend für die Unterscheidung dieser Stadien ist nach Brückner die Lage der Schneegrenze. Alle Alpentäler weisen Endmoränen aus Rückzugsstadien der letzten Eiszeit auf, und in zahlreichen Karen bilden sie die Schwelle, welche den Karsee abdämmt. Viele Geologen, so vor allen Alb. Heim und V. Gilliéron, haben dieser Moränen Erwähnung getan; aber bis ins einzelne genau ist die Untersuchung der eiszeitlichen Moränen in den Alpentälern noch nicht durchgeführt worden.[1])

Die Hochterrassenschotter finden sich vielerorts unter den Würm-Moränen, so an der Kander bei Strättligen, an der Aare bei Thungschneit und Uttigen bis Bern, ferner im Seeland; auch an der Saane notierte schon Gilliéron gleiche Lagerung.[2])

---

[1]) Ich möchte hier noch auf einige kartographisch im Siegfried-Atlas festgelegte Rückzugsmoränen aufmerksam machen, die von sorgfältig beobachtenden Topographen durch feine Schraffen hervorgehoben worden sind, so am Scesaplana, Bl. 273, an der Sulzfluh, Bl. 274, Alp Sanaspans und am Sandhubel, Bl. 422; im Dürrboden, Bl. 423; am Madrishorn und am Aelpeltispitz, Bl. 416; im Val d' Glims und Val Urschai, Bl. 420; ferner auf Bl. 403 oberhalb Schattdorf und auf Bl. 390 bei Urwängi.

[2]) In meiner Dissertation, «Die eiszeitliche Vergletscherung des Saanegebietes», (Jb. Geogr. Ges. Bern, B. XX, 1906) habe ich an der Saane zwischen Hauteville und Greyerz vier nach Zusammensetzung und Alter verschiedenartige Schotter unterschieden, die ich als jünger als die maximale Würmeiszeit annehme, nämlich 1. Schotter mit Rhonegeröllen im Hangenden von Würm-Rhonemoräne; 2. Schotter des Saanegletschers aus der Rückzugsphase von Bulle-Villarvolard; 3. Schotter von Broc, die am Ausgang des Jauntales abgelagert wurden; 4. Schotter von Epagny, die sich talaufwärts bis zu den Endmoränen von Les Moulins bei Château-d'Oex verfolgen lassen und die aus dem Bühlstadium stammen. Ueber diese Schotter äusserte sich B. Aeberhardt folgendermassen (Mitt. nat. Ges. Bern. 1907, p. 257): «Pour Nussbaum, les alluvions de la Gruyère ont été déposées par le glacier de la Sarine lors de la phase de Bühl dont les moraines terminales se trouvent en amont, entre Les Moulins et Gessenay. — Or je ne crois pas pouvoir accepter l'opinion de Nussbaum pour les raisons

Im Aaregebiet glaube ich jüngeren Deckenschotter bei Bümpliz (Rehag), im Forst bei Bramberg, am Frienisberg und auf dem Bucheggberg nachweisen zu können. Eine deutliche Ausbildung zeigen nach Brückner die beiden Deckenschotter unterhalb Brugg bis Basel. Auf der Südseite der Alpen dehnen sich mächtige diluviale Schotterfelder von den Endmoränen am Ausgang der übertieften Täler weg weit in die lombardische Tiefebene bis zum Po hin aus.

Zieht man nun in Betracht, dass die Mächtigkeit dieser Schotter, deren Korngrösse stromabwärts mehr und mehr abnimmt, im Mittel 35—40 m beträgt[1]) und dass unbestimmbare Mengen von Sand und Schlamm bis an den Meeresstrand verfrachtet worden sein müssen, wo sich ausgedehnte diluviale Deltas oder Küstenebenen finden, wie am Rhein, an der Rhone und am Po, während das ehemals von den Gletschern eingenommene Gebiet im Vorland der Alpen mit einer Decke ungeschichteten Gletscherschuttes, Moränen und erratischen Blöcken, von wechselnder Mächtigkeit — stellenweise 50 m — überführt wurde, so kommt man zum Schluss, dass die Gletscher der Eiszeit das Alpengebirge in erheblicher Weise abgetragen haben müssen. Ein bedeutender Teil des Schuttes ist von den steilen Felswänden infolge mechanischer Verwitterung durch Absturz auf die Gletscher gelangt, wie die heutigen Obermoränen; allein der grosse Gehalt an aufgearbeitetem Material

---

suivantes: 1° elles sont recouvertes par les moraines de Villarvolard qui, suivant Nussbaum lui-même, sont plus vieilles que celles de la phase de Bühl; 2° on peut les suivre sans interruption de Montbovon à Hauteville dans toute la Gruyère sur plus de 20 km etc.» Wie Herr Aeberhardt dazu kommt, so etwas zu behaupten, kann ich nicht verstehen. Offenbar hat er meine bezüglichen Ausführungen nicht ganz gelesen und das Profil Tafel I, Fig. 1 gar nicht angeschaut! Es ist möglich, dass der Schotter 1 gleich dem Schotter von Corpataux älter als die Würm-Eiszeit sei; auf keinen Fall gilt dies aber von den übrigen Schottern; nirgends wird die Bühlschotterterrasse von Moränen überlagert. Wenn also Herr Aeberhardt weiterhin behauptet, diese Schotter seien fluviatilen Ursprungs und interglacialen Alters, so sind das eben nur noch Behauptungen, für welche die Beweise fehlen!

[1]) n. Ed. Brückner, l. c. p. 461.

des Untergrundes beweist, dass die Gletscher auch in ihrem Bette eine Abtragung des Gebirges bewirken, dass sie erodieren können.

b. Allein die Abnutzung des Untergrundes wurde meistens nur als geringfügig angesehen; man schrieb den Gletschern einzig die Fähigkeit zu, die vorspringenden Ecken abzurunden und rauhe Felswände zu glätten. Solche «Schliffflächen» und «Rundbuckel» gelten bekanntlich seit Agassiz als eines der Hauptmerkmale der ehemaligen Ausbreitung der Gletscher. Berühmt sind insbesondere die Schliffe des Haslitales geworden. Ferner mag erwähnt werden, dass die meisten der oben S. 26 angeführten Riegel sich als abgeschliffene Rundbuckel erweisen, von denen viele derjenigen der Urgebirgszone prächtige Gletscherschliffe aufweisen, während die Riegel der Kalkalpen häufig von Karen zerfressen und zerschnitten sind. Auch in zahlreichen andern Quertälern der kristallinen kompakten Gesteine hat man grossartige Schliffflächen beobachtet. Hinsichtlich ihrer Bedeutung für die Talbildung lässt sich folgendes bemerken: Auch die millimeterweise erfolgte Abschleifung kann schliesslich zu bedeutenden Beträgen führen, wenn diese Wirkung während unendlich langer Zeiträume fortgesetzt worden ist. Es ist überdies nachgewiesen worden, a) dass die Gletscher ganze, gewaltige Blöcke am Grunde wegzuheben vermögen, wenn diese infolge mechanischer Verwitterung von Spalten und Kluftflächen umgeben gewesen waren und b) dass Verwitterung auch unter dem Gletscher möglich ist und eintritt. Vielerorts sondert sich an den Wänden der Gletschertäler die Felsoberfläche schalenförmig ab, sie schält sich sozusagen, wie schon E. Desor beobachtete.[1])

4. Dazu kommen noch folgende zwei wichtige Tatsachen:

a. Die eiszeitlichen Gletscher besassen eine ausserordentliche Mächtigkeit; so erreichte der Rhonegletcher am Alpenrand in der letzten Eiszeit eine Dicke von 1220 m, der Aaregletscher etwa 1000 m, ebenso der Reussgletscher. Diese Gletscher mussten entsprechend den heutigen Erscheinungen

---

[1]) Agassiz' und seiner Freunde geologische Alpenreise, verf. von E. Dessor. Frankfurt a./M. 1847, p. 76 ff.

zufolge ihrer Dicke eine grosse Geschwindigkeit und somit auch eine bedeutende Erosionskraft aufgewiesen haben.

b. Das Gebiet der übertieften, trogförmigen Täler mit ihren zahlreichen Seen in den beckenartig eingetieften Talsohlen und den breiten Karen über den Trogflanken deckt sich vollkommen mit der Verbreitung der eiszeitlichen Ablagerungen: Alle beckenförmig eingetieften Talenden, in denen heute die grossen Randseen liegen, befinden sich innerhalb der Endmoränen der grossen Vergletscherungen, und sobald wir diese End- und Ufermoränen überschreiten, gelangen wir in Gebiete mit Formen, die ausschliesslich unter Wasserwirkung zustande gekommen sind, wie gerade das Napfgebiet beweist. Hier macht sich ausserdem noch der Umstand geltend, dass kurz andauernde Vergletscherung, angedeutet durch spärliches erratisches Material, keinen bedeutenden Einfluss auf die Bodenformen ausübt; während die von mächtigem Gletscherschutt umschlossenen Landschaften, die demnach längere Zeit unter Eisbedeckung lagen, mit alpinen Talformen ausgestattet sind.

5. Alle diese Tatsachen zwingen uns zum Schluss:

Die Täler der Schweizer Alpen sind durch die grossen Gletscher des Eiszeitalters trogförmig erweitert, übertieft und beckenartig eingetieft worden.

Der Betrag der glacialen Eintiefung der Täler lässt sich nach der Höhe der vor dem Eiszeitalter vorhanden gewesenen (präglacialen) Talsohlen annähernd feststellen, genau nicht.

II. Die präglaciale Talbildung.

Damit stossen wir auf die Frage: Wie stand es mit der präglacialen Talbildung in den Alpen? Wie sahen die Alpen vor dem Eiszeitalter aus?

1. Es kann nach allem, was wir hörten, kein Zweifel bestehen, dass die Alpen vor dem Eiszeitalter durchtalt gewesen sind; denn wir müssen annehmen, dass sie am Ende der Miocänzeit aufgefaltet wurden und während der ganzen Pliocänzeit der Abtragung ausgesetzt waren. Bis zum Eintritt der ersten grossen Eiszeit dürfte das schwach mitgefaltete und gehobene, nördliche Tertiärvorland zu einer alten Erosionslandschaft abgetragen worden sein. Nun scheint der Südrand der

Alpen schon vor dem Eiszeitalter eine bedeutende Hebung erfahren zu haben; nach der ersten Eiszeit dürfte eine Hebung auf der Nordseite um etwa 110—120 m erfolgt sein, später eine zweite um etwa 50 m. Demzufolge müssen wir auch die präglacialen Talsohlen am Nordrande der Alpen mindestens 160 m über den heutigen vermuten.

a. Wie lassen sich aber die präglacialen Talsohlen in den Alpen feststellen? Dies kann nach dem Vorgang von A. Penck an Hand der Seitentalsohlen geschehen (P. u. B. 145).

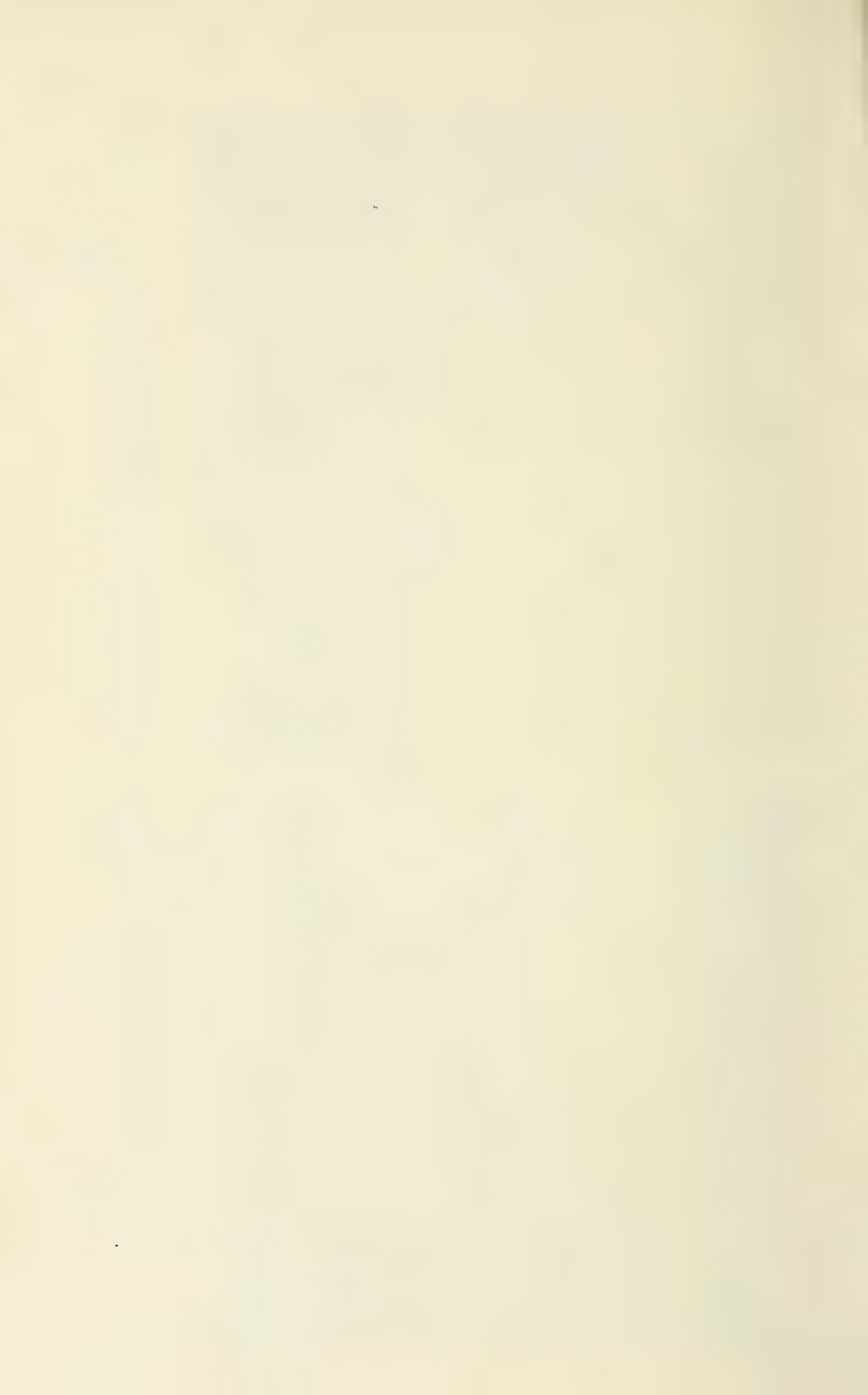
Wenn ein Gebirge, wie die Alpen, solange der Abtragung ausgesetzt war, so sollte man erwarten, dass es das Stadium der Reife erreicht haben würde und dass also alle Seitentäler gleichsohlig in die Haupttäler einmünden würden. Wir haben gesehen, dass heute sozusagen alle Seitentäler stufenförmig in die Haupttäler einmünden. Die meisten Seitenflüsse besitzen also einen kurzen, steilen Oberlauf, einen sanfter geneigten, längeren Mittellauf und einen steilgeneigten, kurzen Unterlauf. Wenn wir nun den Mittellauf in gleichsinniger Neigung bis über die Mitte des Haupttales verlängern, so erhalten wir eine Höhe, welche der Sohle des ehemaligen Haupttales entsprechen müsste. In der Tat können wir bemerken, dass der verlängerte Mittellauf der Hängetäler am Alpenrand verhältnismässig tief liegt, im Innern der Alpen dagegen eine immer grössere Höhe einnimmt, so dass sich ein deutliches Ansteigen der auf diese Weise rekonstruierten alten Talsohlen der Alpentäler kundgibt; diese Tatsache geht aus folgenden Beispielen hervor: [1])

b. Am Ausgang des Aaretales bei Thun finden wir, nach den Stufenmündungen der Zulg, des Teuffentalbachs und des Riederenbachs berechnet, als ehemalige Höhe des alten Talbodens 850 m; nach der Mündungsstufe des Justistales bei Merligen 1100 m, bei Unterseen und Interlaken nach Lombach und Saxetenbach 1000 m, bei Brienz nach Mühlibach und Giessbach 1150 m, bei Brienzwiler nach dem Oltscherenbach 1300 m, bei Meiringen nach Alpbach und Reichenbach 1300 m. Abgesehen von dem Betrag von 1100 m bei Merligen ergibt sich ein übereinstimmendes Ansteigen dieser Höhen talaufwärts; von Thun weg stieg die alte Talsohle mit 7 ‰ bis Interlaken, von hier mit 10 ‰ bis Brienz und endlich mit 11 ‰ bis Meiringen.

[1]) Man vergleiche hierzu die Längenprofile Fig. 2.



Fig. 7. **Beispiel eines durch Kare gegliederten Längskammes in den nördlichen Kalkalpen: Die Stockhornkette; rechts das Kar von Schwefelberg mit Lokalgletschermoränen.**



— Der auffallend hohe Betrag bei Merligen erklärt sich zufolge der bedeutenden quartären Verschüttung des Justistales; denken wir uns eine Schicht von 60—80 m oberhalb 1100 m entfernt, so würde die ehemalige Mündung etwa in 950 m zu liegen kommen. — Oberhalb Meiringen ergeben die Stufenmündung des Gelmertälchens bei der Handegg eine Höhe von 1800 m und diejenige des Bächlitales unweit der Grimsel 2100 m. Bei Guttannen, im Bereich weicher Schiefer und mit ganz kleinen Hängetälchen, lässt sich kein sicheres Niveau feststellen. Wenn wir nun die aus den Mündungsstufen gewonnenen obigen Höhenwerte mit den Abständen in Beziehung bringen, so erhalten wir folgende Werte für die präglaciale Sohle des Aaretales:

	Seehöhe	Differenz	Entfernung	Gefälle
Finsteraarhorn	4275 m			
		2175 m	17 km	127,9 ‰
Grimsel	2100 »			
		300 »	5 »	60 ‰
Handegg	1800 »			
		500 »	15 »	33,3 ‰
Meiringen	1300 »			
		150 »	13 »	11,5 ‰
Brienz	1150 »			
		150 »	15 »	10 ‰
Interlaken	1000 »			
		150 »	20 »	7,5 ‰
Thun	850 »			

Aus dieser Tabelle ergibt sich ein erstaunlich hoher Betrag des Gefälles auf die obersten 22 km (im Mittel 112 ‰). Vergleichen wir diese Werte mit denjenigen in den Tälern einer reifen Erosionslandschaft, des Napfgebietes, so finden wir Neigungen von über 100 ‰ stets nur bis 1 km Abstand von der Quelle, bezw. von der Wasserscheide an, dann folgt zwischen km 1 und 2 ein Gefälle von im Mittel 70 ‰ (vergl. S. 12); in einem Abstand von 10 km von der Wasserscheide an weisen alle Täler ohne Ausnahme ein Gefälle von unter 30 ‰ auf; es sind dies Gefällsverhältnisse ganz regelmässig ausgeglichener, reifer Flusstäler. Die im Aaretal gefundenen Beträge weichen insofern von denjenigen der Napftäler ab, als sie nicht in gleichem Verhältnis zur Tallänge auftreten; das Aaretal musste auf bedeutende Erstreckung hin ein viel grösseres Gefälle gehabt haben, als ein reifes Flusstal. Die gleichen Verhältnisse kehren im Lauterbrunnental wieder: nach der gewaltigen Mündungsstufe des 9 km langen, fast der ganzen Länge nach

im Streichen zwischen Dogger und Malm auf Oxfordien bezw. Birmenstorferschichten[1]) eingeschnittenen Sausbaches zu schliessen, müsste die alte Talsohle bei Isenfluh in 1400 m gewesen sein; bis hieher erhielten wir dann von der Wasserscheide (Tschingelhorn) an ein Gefälle von im Mittel 128 ‰ auf 17 km, und von Isenfluh bis über Interlaken auf die zu 1000 m über Meer geschätzte alte Aaretalsohle ein Gefälle von 50 ‰ auf 8 km.

2. Aehnlich hohe Beträge fand auch Brückner[2]) für das Gefälle der vermutlich präglacialen Talsohlen in den Gebieten der Rhone, der Aare, der Linth und der Reuss; so besassen, sagt er, die Täler «von 10—20 km Länge, vom trichterförmigen Talanfang an gerechnet, im Mittel ein Gefälle von 50—60 ‰, die von 20—30 km 35—40 ‰, die von 30—40 km 30—35 ‰, die von 40—65 km 19 ‰, die von 65—90 km 16 ‰, endlich das Rhonetal bei 107 km Länge (bis Ardon) 13 ‰.

Dass das Gefälle ausschliesslich eine Funktion der mit der Zunahme der Entfernung einer Flusstrecke vom Talanfang wachsenden Wassermenge war, zeigen auch folgende Zahlen. Es betrug das Gefälle in Entfernung vom Talanfang»:

	von 10 km	von 20 km	von 30 km	von 80 km	von 130 km
im Mittel	47 ‰	22 ‰	11 ‰	4 ‰	$3^1/_2$ ‰

Nach diesen Beträgen, die ausgeglichenen Talsohlen entsprechen, und gestützt auf breite Talterrassen, die sich über den Trogschultern ausdehnen, gelangt Brückner zur Ansicht, dass die Alpen in der Präglacialzeit eine reife Erosionslandschaft dargestellt haben sollten.

Zu dieser Darstellung seien folgende Bemerkungen zu machen erlaubt:

Brückner rechnet den Talanfang des Aaretales von der Grimsel, 2100 m, an, denjenigen des Reusstales von der Furka, 2400 m, weg, und den Talanfang des Rhonetales setzt er an die Stufe des Rhonegletschers in 2450 m, während die prä-

---

[1]) Nach der Geolog. Karte der Gebirge zwischen Lauterbrunnen, Kandertal und Thunersee von Ed. Gerber, Ed. Helgers, A. Trösch. Beitr. zur geol. Karte der Schw. Spez.-Karte, No. 43a. 1903.

[2]) P. u. B. 612 ff.

glaciale Wasserscheide wohl auf den höheren Gräten und Kämmen zu suchen sein dürfte, wie das für die Hauptquellbäche bezw. Gletscher der genannten Flüsse auch heute noch der Fall ist. Sollte sich diese Auffassung als richtig erweisen, dann erhielten wir auch in den Tälern der Reuss und der Rhone viel höhere Gefällswerte für die obersten Talabschnitte, entsprechend denjenigen im Aaretal.

Angesichts dieser grossen Beträge in dem Gefälle der rekonstruierten, wahrscheinlich präglacialen Talsohlen kommen wir zur Annahme, dass entweder die Täler der Schweizer Alpen den Reifezustand vor dem Eiszeitalter noch nicht erreicht hatten, oder dass eine bedeutende Hebung der zentralen Gebiete, wo die Flüsse ihren Ursprung nehmen, während dieser Epoche eingetreten sei; es müsste diese Hebung gewissermassen die Form einer starken Aufwölbung gehabt haben. Seit dem älteren Pliocän hat nach Penck eine Hebung der Alpen an ihrem Südsaum um wenigstens 300 m stattgefunden. Später soll noch eine lange Zeit alpiner Aufwölbung und Talbildung gefolgt sein und zwar vor dem Eiszeitalter (P. u. B. 770 und 912).

Eine gewisse Beeinflussung der Talgefälle durch eine allgemeine Hebung muss zugestanden werden, um so mehr, als die altdiluvialen Hebungen auf der Nordseite der Alpen wahrscheinlich geringer waren, so dass die Alpen seit der Pliocänzeit eine Art Schiefstellung erfahren zu haben scheinen. Dass aber die Aufwölbung lokal ein solches Ausmass angenommen haben sollte, dass sie eine so starke Aufbiegung der ausgereiften Flusstäler zur Folge gehabt hätte, kommt mir mit Bezug auf die Verhältnisse im Lauterbrunnental nicht sehr wahrscheinlich vor.

Aus diesem Grunde neige ich eher zur Ansicht, dass die Talbildung in den höchsten Regionen vor dem Eiszeitalter die Reife noch nicht ganz erlangt hatte, und zwar können hiefür folgende Ursachen angenommen werden:

a. Die grössere Härte und Widerstandsfähigkeit des Untergrundes gegen fluviatile Abtragung, wie sie in den Quertälern der Granitzonen sicher vorhanden war, wirkte hemmend auf die Talbildung ein.

b. Ebenso verzögerte eine gewaltige Schuttzufuhr die Flusserosion; diese starke Schuttzufuhr konnte infolge des

Höhenklimas der bis in die Nähe der Schneegrenze aufragenden Gebirge durch mechanische Verwitterung bedingt gewesen sein, die sich wahrscheinlich an den steilen Gehängen der tiefeingeschnittenen Täler geltend gemacht haben dürfte, ähnlich wie noch heute in den Voralpen über der Waldgrenze diese Erscheinung beobachtet werden kann.

c. Zudem mag noch ein Umstand in Betracht kommen: Wenn die obersten Talstrecken noch nicht völlig ausgereift waren, als die Eiszeit begann, so ist sehr wahrscheinlich, dass eben dort die Eiszeit viel früher eintrat als tiefer unten in den niedrigeren Gebirgszonen mit ausgereiften Tälern, und zwar schon während des jüngeren Pliocäns. Diese frühe Vergletscherung hat dann die Wirkung des fliessenden Wassers lahm gelegt und eigene, andere Formen geschaffen.

Das grosse Gefälle im Oberlauf der Flüsse schliesst nicht aus, dass die Verästelung der Talsysteme vor der Vereisung relativ gut entwickelt gewesen war; es ist die Annahme sehr wahrscheinlich, dass jedes Tal im Quellgebiet mehrere Einzugstrichter aufwies, und dass auch die seitlichen Gehänge durch die steilen Trichter kleiner Seitenbäche gegliedert waren. Aber diese Bäche, wie der junge Fluss im obersten Talabschnitt, waren bis zum Eintritt der Vergletscherung noch in der Tiefenerosion begriffen. Unter diesen Verhältnissen waren daselbst so breite Talsohlen gänzlich ausgeschlossen, wie sie Brückner bis ins Quellgebiet der genannten Flüsse hinauf verfolgen zu können glaubt; als solche „alte Talsohlen“ betrachtet er nach dem Vorgang von Penck die breiten Terrassen, die sich über dem Trogrand dieser Täler einstellen, wie wir hörten; danach müssten die präglacialen Täler meist doppelt so breit gewesen sein wie die heutigen, und nach den Profilen (Fig. 79 u. 80, P. u. B. 614) durch die Quelltäler der Reuss ergibt sich über Realp ein sanft zur Talmitte geneigter alter Talboden von 4 km Breite, der nicht einer reifen, sondern einer alternden Erosionslandschaft entsprechen würde. Aehnliche Verhältnisse ergeben sich im Rhonetal. Ein solcher Zustand der Talbildung ist in den Quellgebieten der Alpentäler sicherlich noch niemals eingetreten; diese Terrassen sind auch keine Flusserosionsterrassen, die durch laterale Erosion entstanden wären. Sie lassen sich aber zufolge ihrer Lage über den Taltrögen und

zufolge der Beschaffenheit ihrer Oberfläche ungezwungen als diluviale bezw. glaciale Abtragungsterrassen erklären, die teils infolge Ausweitung der schmalen, jugendlichen Flusstäler durch die Eisströme, teils infolge Wandverwitterung und Abtragung durch seitliche Kargletscher entstanden sein dürften.[1])

3. Wie gross der Betrag der präglacialen Abtragung gewesen ist, lässt sich nicht feststellen; wir können ihn nur roh schätzen; nehmen wir in der Umgebung des Brienzersees nach der Faulhorngruppe, deren Hauptgipfel 2930 m hoch ist, eine ehemalige Mächtigkeit der Felsschichten von 3000 m an, so erhalten wir eine vertikale Taleintiefung von mindestens 1800 m bis auf das Niveau des präglacialen Tales hinunter, also einen Betrag, der 2½ Mal grösser ist, als der Wert der eiszeitlichen Uebertiefung ausmacht.

Wir kommen zu dem Schlusse: Die Alpen waren vor der Eiszeit reichlich durchtalt und boten das Bild einer fast ausgereiften Erosionslandschaft; nur in den obersten Talabschnitten zeigten sich wahrscheinlich jugendliche Talformen: grosses Gefälle im Längsprofil und schmale V-Form im Querschnitt. (Vergl. Taf. II, Fig. 1.) Nun begann

III. die Talbildung während des Eiszeitalters.

1. Die Vergletscherung wurde hauptsächlich durch ein allmähliches Sinken der Schneegrenze verursacht. Zunächst ragten nur die höchsten Bergketten in die Schneegrenze empor, so dass eine Verfirnung der Kämme eintrat, lange bevor die tieferen Berge und Täler sich mit Gletschern bedeckten. Der Schnee konnte sich an den steilen Hängen der höchsten Kämme naturgemäss nicht halten, sondern stürzte in den Grund der Erosionstrichter hinunter, wo er sich anhäufte und, da er nicht abschmolz, die Entstehung von kleinen Gletschern nach sich zog. Die Wassererosion hörte nun in den Trichtern auf, und es begann die Karbildung durch die Gletscher. Was für die präglacialen Täler der Ursprungsgebiete nur als wahrscheinlich angenommen wurde, muss nun für die früheiszeitlichen Täler als sicher behauptet werden, dass nämlich die

[1]) Diese letztere Ansicht ist schon von S. Blumer, Das alpine Relief, p. 13, ausgesprochen worden. Auf den Vorgang treten wir im Abschnitt IV näher ein.

mechanische Verwitterung bei der Abtragung eine grosse Rolle gespielt hat. Dieser Vorgang vollzog sich unter folgenden Verhältnissen: Das Klima in der Nähe der Schneegrenze ist durch gewaltige, tägliche Temperaturschwankungen ausgezeichnet, eine Erscheinung, die jedem Alpenwanderer wohlbekannt ist. Die Felsflächen werden mit 80—90% der Sonnenwärme bestrahlt und erhitzen sich an hellen, windstillen Tagen im Sommer weit mehr als der Boden der Tiefen, oft so sehr, dass man dunkle Felsflächen kaum mehr mit der Hand berühren darf. Man findet in 3000—4000 m Höhe in den Alpen 1 cm unter der verwitterten dunklen Oberfläche des Gesteins oft eine Temperatur von 40—60°; im Schatten bleibt sie dagegen nicht nur 20—30°, sondern selbst 50° unter der Temperatur des der Sonne ausgesetzten Schwarzkugelthermometers; in der Nacht findet dann jeweilen eine ganz bedeutende Ausstrahlung des Bodens sogar bis weit unter die Temperatur der umgebenden Luft statt (Heim). Infolge dieser Temperaturschwankungen dehnen sich die Teilchen der an der Oberfläche der Gebirge liegenden Felsmassen aus und ziehen sich wieder zusammen und zwar um so intensiver, je dunkler die Farbe des Gesteins und je rauher die Oberfläche ist. Infolge dieser Volumenveränderungen entstehen Risse und Sprünge, und durch dieselben können ganze, grosse und kompakte Felsmassen zertrümmert werden, so dass sie sich als ungeheure Blockanhäufungen darstellen. So bestehen die meisten unserer Hochgipfel aus solchen lose übereinander getürmten, an Ort und Stelle aus dem anstehenden Fels hervorgegangenen Blöcken, wie z. B. Siedelhorn, Eggishorn u. s. w. Diese Blöcke rutschen allmählich abwärts, und wo sie über steilere Gehänge kommen, fallen sie in die Tiefe, oder sie werden von Lawinen mitgerissen. Die Zertümmerung der Felsen wird hier in erster Linie durch den Spaltenfrost bewirkt. Die direkt den Sonnenstrahlen ausgesetzten Felsen sind besonders reich an Spalten, Rissen und Sprüngen; aber auch ganz allgemein ist jedes Gestein in grösserem oder kleinerem Masse von solchen durchsetzt[1]: Bei Felsmassen, die durch Ablagerung im Wasser entstanden sind, werden nicht nur die einzelnen Schichten

[1]) Vergl. Supan, Grundz. der phys. Erdk. p. 424.

durch mehr oder minder weite Klüfte voneinander getrennt, sondern sie neigen häufig, besonders Sandsteine, Kalke und Dolomite, auch zu vertikaler Zerklüftung. Besonders zahlreich sind die Spältchen zwischen den dünnen Lagen der geschieferten Gesteine. Massengesteine wie Granit werden von Absonderungsklüften durchzogen, und ebenso werden sie, wie die Sedimentgesteine, häufig von Dislokationsspalten durchsetzt. In alle diese Spältchen und Klüfte dringt nun das über die Felsen hinunterrieselnde Wasser ein, wo es dann gefriert und sich dabei ausdehnt, so dass die Risse grösser werden. Beim Auftauen verlieren infolgedessen viele Gesteinsblöcke ihren Halt, und sie stürzen zur Tiefe. Am Fusse der Felswände fallen sie auf den Firn und werden vom Gletscher abwärts getragen und an seinem Ende als Moränen abgelagert. Die Wände bleiben daher immer frei und ungeschützt und werden nicht von dem eigenen, abgestürzten Schutte verhüllt; sie wittern deshalb beständig ab und weichen mehr und mehr zurück, und zugleich nimmt auch ihre Höhe ab. Da der Firn vielerorts an den Gehängen angefroren ist, so reisst er bei seiner Bewegung Felsstücke vom Untergrund los und führt sie an seiner Sohle im Gletscher abwärts. Mit Hilfe dieser eingefrorenen Gesteinssplitter und Felsstücke wird der Boden abgenutzt und verbreitert. Nach und nach entsteht aus dem ehemaligen Erosionstrichter ein Kar, das zunächst noch jugendliche Züge aufweist.

2. Allmählich senkte sich nun die Schneegrenze immer tiefer hinab, und aus den Karen im Talhintergrund, wie aus den Seitenkaren quollen Firnmassen hervor, welche sich im Haupttale, in welchem nun die Trogbildung begann, zu einem gemeinsamen Eisstrome vereinigten. Durch denselben wurde die schmale Talsohle verbreitert und die Bergrippen unterschnitten; aber der Talboden wurde schliesslich zufolge des grossen Gefälles auch eingetieft. Als endlich die Schneegrenze eine so tiefe Lage eingenommen hatte, dass die Gletscher erst im Vorlande abschmolzen, da wurden die ehemaligen Flusstäler in typische Gletschertäler umgeformt: Genau wie die Flüsse nahmen die Eisströme talauswärts mehr und mehr an Masse zu; damit vergrösserte sich auch das Erosionsvermögen, da mit der Zunahme jeweilen eine grössere Schnellig-

keit eingetreten sein musste. So bewegten sich gewaltige Eismassen während Jahrtausenden unaufhörlich die Alpentäler hinunter, die durch diese mächtigen Ströme eine bedeutende Verbreiterung erfuhren; zugleich lasteten die schweren Massen mit ungeheurem Gewicht und Druck auf den Talsohlen, die daher auf ihrer ganzen Breite unausgesetzt abgenutzt wurden. So entstanden die unter das Niveau der ehemaligen Talsohlen eingetieften Taltröge. Je grösser der Gletscher war, um so kräftiger entwickelt war auch sein Trog. Die Mächtigkeit des Gletschers hing von der Grösse seines Einzugsgebietes ab. Mächtige Gletscher waren immer aus zahlreichen kleineren, einfachen Eisströmen zusammengesetzt. Man kann unter solchen einfachen Eisströmen diejenigen verstehen, die in einem schmalen Taltroge entstanden, der von grossen Ursprungs- und Seitenkaren umgeben wird. Wir haben solche Tröge kennen gelernt; sie sind in der Regel durch einen Trog- oder Talschluss ausgezeichnet, über welchem die Ursprungskare liegen, während sich die Seitenkare über der Trogschulter einstellen. Es musste demnach von dem Vereinigungspunkte der Firnmassen im Quellgebiet an abwärts infolge der grössern Bewegung eine Zunahme der Erosion eintreten, nämlich die Erosion des Talgletschers, der hier seinen Anfang nahm, und deshalb entstand die Stufe am Trogschluss. (Vergl. Taf. II, Fig. 2.) Die Firnmassen aus den zahlreichen Seitenkaren vermehrten das Volumen des Gletschers allmählich, und ganz allmählich nahmen auch Tiefe und Breite des Troges zu. Wo sich ein kleiner Seitengletscher aus einem grösseren Treppenkar oder einem Seitentälchen anschloss, da wurde er an der Flanke oder am Rand des Hauptgletschers abgebogen.

3. Gewisse Seitengletscher vermochten in der Regel ihr Bett in ihrem Tälchen bis unter die Haupteisstromhöhe einzutiefen; aber sie wurden am Talausgang gestaut und gezwungen, auf den Hauptgletscher hinaufzufliessen; daher entstand über der Stufe am Ausgang des Seitentälchens ein Felsriegel. Von solchen Riegeln am Ausgang kleiner Hängetäler war oben S. 34 die Rede; sie schliessen häufig einen kleinen See ab, wie Gelmersee, Lago Ritom etc. Ein prachtvolles Beispiel eines seeabschliessenden Riegels auf der Mündungsstufe eines seitlichen typischen Treppenkars bietet sich

über dem trogförmigen Tessintal beim Lago Tremorgio, 1828 m, am Nordhang des Campolungo.

Dass die Riegelbildung am Ausgang von Seitentälern durch den Gesteinscharakter besonders begünstigt werden kann, zeigt in ausserordentlich deutlicher Weise der Burgfluh-Riegel: Oberhalb des aus kompaktem Kalk aufgebauten Riegels von Wimmis durchströmte der Simmegletscher das in weiche Flyschschichten eingeschnittene Längstal, wo beträchtliche Erosion stattfand. Jedesmal, wenn der Simmegletscher den Talausgang erreichte, was bei tiefer Lage der Schneegrenze der Fall sein musste, fand er quer vor dem Tal die vereinigten Gletscher der Aare und der Kander, die bei derselben Lage der Schneegrenze, da sie höheren Gebirgen entstammen, eine grössere Ausdehnung angenommen haben mussten, und somit wurde der Simmegletscher gestaut, bis er auf den Hauptgletscherstrom fliessen konnte; infolgedessen war eine Abrasion des Riegels einfach ausgeschlossen. In ähnlicher Lage befinden sich der Rugen bei Interlaken, der Riegel am Ausgang des Urbachtales, und gleiche Verhältnisse schilderte Penck vom Illtal.

Das oben erwähnte Simmental bietet uns zugleich ein prächtiges Beispiel der Erscheinung, dass auch im Haupttal Riegel entstehen — als Haupttal ist hier das Simmental gegenüber seinen Nebentälern verstanden. — Wenn nämlich ein Tal quer durch verschiedene harte Gesteinszonen eingeschnitten ist, so entstanden in den Zonen weicher Gesteine durch den Gletscher Talweitungen und sogar beckenförmige Eintiefungen, weil daselbst schon in der Präglacialzeit infolge wirksamer Abspülung eine Ausweitung gebildet worden war, im Gegensatz zu den oberhalb und unterhalb auftretenden Zonen harter Gesteinsbänke, wo Engen existierten, in denen auch der Gletscher weniger stark erodierte, da er die Eigenschaft besitzt, Ungleichheiten des Bodens zu verschärfen. Das Simmental ist quer durch drei Flyschzonen und drei Kalkzonen eingeschnitten; in jeder Flyschzone treten Talerweiterungen auf, die durch die harten Kalkbänke bei Blankenburg und Garstatt riegelförmig abgeschlossen werden. Durchaus ähnliche Verhältnisse kehren im benachbarten Quertal der Saane wieder, das in die gleichen Zonen eingetieft worden ist; im Aaretal ist auch der Kirchethügel an eine härtere Bank geknüpft; auf Härteunterschieden

beruhen ferner die Enge unterhalb Gletsch im Rhonetal und die Schöllenen.

4. Wo ein Seitengletscher von beträchtlicher Masse zum Hauptgletscher stiess, nahm die Erosion merkbar zu; daher entstand eine Stufe im Haupttal und eine grössere an der Mündung des Seitentales. Wo zwei gleich grosse oder mehrere bedeutende Gletscher zusammenströmten, entstand eine sog. Hauptstufe, unterhalb welcher das Tal eine bedeutend grössere Breite und Tiefe erhielt.

Grosse Seitentäler haben aus dem Grunde eine niedrige Mündungsstufe, weil der ihnen entquellende Gletscher eine bedeutendere Erosionskraft besass als ganz kleine Seitengletscher; damit erklären sich die Verschiedenheiten in den Höhen der Mündungsstufen. Die von den gewaltigsten Eisströmen durchflossenen Trogtäler weisen auch die grössten Beträge der Uebertiefung auf: Wenn wir die Längsprofile der kleineren Seitentäler verlängern, um festzustellen, um wieviel die Haupttäler übertieft erscheinen, so erhalten wir bei Merligen an der Mündung des Justistales 640 m, bei Brienz an der Mündung von Planalpbach und Giessbach 790 m und bei Meiringen den Betrag von 700 m für das Aaretal. Aehnliche Beträge der Uebertiefung finden wir im Lauterbrunnental am Sausbach, Staubbach und Mürrenbach, nämlich 700 m. Bedeutend geringere Werte lassen sich im Simmental feststellen, nämlich an der Mündung des Fermelbaches nach der heutigen, in Aufschüttung begriffenen Talsohle des Simmentales 220 m, dagegen am Dürrenwaldbach westlich Matten 450 m. Auch im Saanegebiet erhalten wir verschiedene, aber im allgemeinen niedrige Werte: Die Stufenmündungen deuten eine Uebertiefung des Saanetales um 90 bis 160 m, im Mittel um 130 m an. Viele seiner Seitenflüsse haben bei ihrer Mündung eine schmale Schlucht in einen hochgelegenen, breiten Talausgang eingeschnitten, der am Jaunbach 160 m, an der Thaouna 300 m und am R. de la Manche 240 m höher ist als die Saane. Der eiszeitliche Saanegletscher besass zufolge seines kleineren Einzugsgebietes lange nicht die Ausdehnung und Erosionskraft eines Aare- oder Rhonegletschers. Es ergibt sich demnach deutlich:

Je grösser das Einzugsgebiet und demnach auch die Ausdehnung eines Gletschers, um so bedeutender war auch

seine Einwirkung auf den Untergrund: Die beiden grössten eiszeitlichen Gletscher der Nordabdachung, der Rhone- und der Rheingletscher, haben auch die grössten Seebecken, die breitesten und am tiefsten erodierten Täler geschaffen, und diese trogförmigen Täler liegen da, wo die grösste Erosionswirkung ausgeübt wurde; wo Endmoränen das Ende der Gletscherzungen markieren, wo also die Erosion aufhörte, da liegt auch das Ende der übertieften Täler: der nicht beträchtlich abgetragene, häufig aber durch Gletscherschutt erhöhte Riegel am Gletschertalende staute nach Schwinden der Gletscher den Gletscherbach zum See; alle unsere grossen Randseen der Schweizeralpen liegen innerhalb der Endmoränen der grossen Vergletscherungen. Aber im Längsprofil gezeichnet, erscheinen diese Seen als ausserordentlich flache Wannen [1], und gegen das Vorland hinaus nimmt die Eintiefung und Uebertiefung mehr und mehr ab. Um 63 m tiefer als der Genfersee ist der Langensee, der an Fläche kaum die Hälfte des erstern besitzt; die grosse Tiefe erklärt sich durch das grössere Gefälle des Tessingletschers am steileren Südrande der Alpen. Zu diesen Stammbecken verhalten sich andere Seen wie Zweigbecken, so die Neuenburger Seengruppe.

5. Diffluenzen. Es ist eine allgemeine Erscheinung, dass sich die wasserscheidenden Kämme der grossen Talsysteme gegen den Alpenrand zu mehr und mehr den Haupttälern nähern, und während die letztern parallel zu diesen Kämmen auf einer Seite derselben entlang verlaufen, ziehen auf der andern Seite in rechtem Winkel andere kleinere Täler weg z. T. ins Vorland hinaus. Da, wo nun die Quellbäche dieser kleineren Täler kräftig in den Kamm eingeschnitten haben, entstand in demselben eine Eintiefung; in der Kammlinie zeigte sich eine Einsattelung. Als aber in der Eiszeit die Eismassen der grossen Alpentäler höher und höher stiegen, da flossen sie über solche Einsattelungen hinüber in die benachbarten, weniger stark vergletscherten Täler hinab, und diese erfuhren dadurch verstärkte glaciale Eintiefung: in erster Linie wurde der ehemals oben zugeschärfte Sattel abgeschliffen, zugerundet oder sogar bedeutend niedergeschliffen; ferner ent-

[1]) Vergl. Fig. 78, Seite 596, Die Alpen im Eiszeitalter.

stand jenseits des Passes, wo die Eismassen mit grossem Gefälle zu fliessen begannen, eine fast beckenförmige Eintiefung der Talsohle. Ein typisches Beispiel dafür ist der Brünigpass, der von einem Arm des Aaregletschers überflossen wurde; in ähnlicher Weise überfluteten Eismassen des Rheingletschers den Kunkelspass, die Wasserscheide von Mels-Sargans und von Wildhaus; solche des Tessingletschers den Pass von Monte-Ceneri, und der gewaltige Addagletscher gabelte sich in drei Arme, die sich bei Menaggio teilten, nämlich in die Arme von Lecco, Como und Lugano. Eine solche Gabelung trat auch beim Reussgletscher am Vierwaldstättersee ein; die Verhältnisse gestalteten sich daselbst etwa folgendermassen: In der Präglacialzeit existierten hier mit höherem Talboden zwei Talsysteme, das der Reuss und das der Sarneraa; die Flüsse hatten ihren Lauf zunächst, ungefähr den tektonischen Linien entsprechend, so eingeschnitten: die Sarneraa in einer Eocänmulde bis Stansstad, dann von hier zum Trichter gegen Luzern, und die Reuss bildete bis Brunnen ein typisches Quertal; hier mündete sie in die west-östlich streichende Eocänmulde Buochs-Brunnen ein und wurde nun von derselben aus ihrer südnördlichen Richtung abgelenkt. In diese Mulde mündeten aber auch die Engelbergeraa und die Muotta, und es ist deshalb nicht wahrscheinlich, dass die drei Flüsse getrennt voneinander das Vorland erreichten; der so entstandene Fluss hat entweder westlich oder östlich von der Rigihohfluh deren Kette durchquert und sich im ersten Fall Luzern, im andern Zug zugewendet. Nehmen wir das erstere an, so dürfte der einheitliche, gleichmässig ausgeweitete, sich zum Zugersee verbreitende Talzug Schwyz-Arth und die Existenz des Aegerisees nicht ausreichend erklärt sein; zudem fand der Fluss östlich von der Hohfluhkette günstigere Bedingungen zur Durchquerung als westlich davon, da die Kette bei Seewen nach Osten abbricht. Aus diesen Gründen kommt es mir wahrscheinlicher vor, dass die präglaciale Reuss über Arth floss. In der Eiszeit durchströmte der viel gewaltigere Reussgletscher zunächst einzig die Stammfurche, während der Engelberggletscher gezwungen wurde, über eine Einsattelung weg in das Gebiet, des der Sarneraa zueilenden „Vitznauerbaches“ hinüberzufliessen, der Muottagletscher sich dagegen zum guten Teil wohl über

„Sattel“ in das Gebiet eines andern Baches, der heute den Ägerisee speisenden Lorze, hinüberbewegte; später hat dann der noch stärker angeschwollene Reussgletscher sich in zwei Arme geteilt, und aus dem jüngern wurde im Laufe der Zeit der Hauptarm, nämlich gegen Vitznau-Luzern hin, so dass der Engelbergergletscher gegen Stansstad und von hier mit dem Sarnergletscher nach Horw und Kriens hinübergedrängt wurde, wie sich aus dem Verlauf der heutigen Talfurchen und Talungen zu ergeben scheint.

Die Gegend zeigte hier, wie bei Lugano, in der Eiszeit die Erscheinung eines grossen Eisstromnetzes, und es dürfte durchaus ähnlich einer Landschaft gewesen sein, welche sich uns vom Rigi aus beim Anblick des Nebelmeeres darbietet, aus dem zahlreiche dunkle Berggipfel gleich Inseln emportauchen. Die Gabelungen und Ueberflutungen waren häufig noch durch den Umstand begünstigt, dass im Haupttal eine Richtungsänderung auftrat, so im Aaretal beim Brünig, im Reusstal bei Brunnen, im Rheintal bei Sargans; diesen Fall finden wir auch bei Saanen und bei Etivaz: dort floss der Saanegletscher über die Saanenmöser zum Simmegletscher, hier der Etivazgletscher zum Hongrin- und dieser über Les Mosses zum Ormontgletscher hinab, ähnlich wie der Albulagletscher über die Lenzerheide zum Rheingletscher.

So treffen wir überall, soweit die diluvialen Gletscher der Alpen hinreichten, die Spuren ihrer abtragenden und talbildenden Wirkungen an, als deren wichtigste die Umwandlung ehemaliger Flusstäler in übertiefte Trogtäler mit ihren Becken und Karen gelten dürfte. Diese Talformen, die genau den Erosionswirkungen entsprechen, können als glaciale Erosionsformen bezeichnet werden, die das Stadium der Reife erreicht haben; sie scheinen demnach schon das erste Stadium des glacialen Cyklus durchlaufen zu haben.

IV. Der glaciale Cyklus.[1]

1. Alle grösseren Täler der Schweizeralpen tragen den Charakter reifer Gletschertäler; in den niederen Gebirgszügen

[1]) Ich bekenne mit Vergnügen, dass ich die Anregung zu diesen Ausführungen Herrn Professor W. M. Davis verdanke.

treten uns aber auch jugendliche Gletschertäler entgegen, wie z. B. das obere Emmental, die Täler der Gérine an der Berra, die Schwarzwassertäler an der Pfeife etc. Jugendliche Gletschertäler zeigen in deutlich erkennbarer Weise noch die ehemals durch normale Talbildung entstandenen Formen, die nicht völlig durch die glacialen Abtragungsvorgänge verwischt worden sind: schwach ausgeprägter Stufenbau, fast V-förmiger Querschnitt und steile, an Erosionstrichter erinnernde Kare. Der Grund dieser Erscheinung ist darin zu suchen, dass diese Täler nicht in dem Masse hinsichtlich Zeit und Ausdehnung vergletschert waren, wie die zentralalpinen, reifen Gletschertäler: diese bestehen aus zwei wohlausgeprägten Formtypen, einem Taltrog und mehreren Ursprungs- und Seitenkaren, die über der Trogschulter liegen. Die Trogtiefe entspricht der mittleren Mächtigkeit des Hauptgletschers. Im Reifezustand liegt Kar neben Kar, aus welchen die Firnmassen hervorquellen, die den Gletscherstrom nähren. Aber auch hier lassen sich Unterschiede feststellen: In schmalen Tälern sind die Seitenkare klein, sie weisen in der Regel einen schiefgeneigten Boden mit steilen Hinterwänden auf, da die Firnentwicklung und demzufolge auch die Abtragung eine beschränkte ist; in breiteren Tälern dagegen entstehen grössere Seitenkare, deren Gletscher imstande sind, sowohl die umschliessenden Wände beträchtlich abzutragen, wie auch den Boden etwas einzutiefen. (Vergl. Taf. II, Fig. 2.)

2. Reife Kare sind allgemein dadurch charakterisiert, dass sie einen im Grundriss rundlichen oder ovalen, höckerig abgeschliffenen, aber im allgemeinen ziemlich flachen Boden besitzen, der auf drei Seiten oder halbkreisförmig von verhältnismässig steilen, splitterigen Wänden umgeben ist. Wo auf beiden Seiten eines Kammes Kare liegen, die einander entsprechen, da wird die Karwand im Hintergrund stark erniedrigt; es entsteht hier ein Sattel mit scharfer Schneide, eine Scharte, während daneben die Gipfel als Karlinge aufragen; diese Karlinge haben, sofern sie aus Schiefer oder Urgestein bestehen, meist die Form einer spitzen Pyramide, oder es sind Kalkstöcke mit senkrechten Wänden. Durch reife Kare kann ein einförmiger Längskamm in zahlreiche Karlinge gegliedert werden, wie wir in der Stockhornkette (vergl. Bild Fig. 7)

und in den Churfirsten klar erkennen können. Ueber die niedere Karwand führt vielerorts ein steiler Pfad von einem Kar ins andere, so die «Leitern» aus dem Nünenenkar nach dem «Kessel», die Sefinenfurgge von Dürrenberg zur Boganggenalp etc.; es sind dies meist ziemlich vereinsamte, nur von Hirten begangene Karpässe.[1])

3. Bei ausserordentlich lang andauernder Vergletscherung nehmen die Gletschertäler alternde Züge an; dieselben lassen sich sowohl im hochgelegenen Firngebiet, wie auch in den tieferen Partien der Täler feststellen. Da die Gletscher die Eigenschaft haben, vorhandene Unregelmässigkeiten der Talsohle zu verschärfen, in weichern Gesteinsschichten stärker zu erodieren als in härteren, so zeichnen sich alternde Gletschertäler durch eine immer unregelmässigere Oberfläche: höhere Stufen, tiefere Betten und steilere Wände aus. Solche Erscheinungen lassen sich in einigen hochgelegenen Alpentälern beobachten; darauf deuten z. B. die Becken von Andermatt und Gletsch.

Noch auffälliger sind die alternden Abtragungsformen im Firngebiet, in der Karregion. Da in den Karen die Wandverwitterung und die Abtragung dieses Verwitterungsmaterials stärker ist als die Abnutzung des Karbodens, so treten die den letzteren umgebenden Felswände mehr und mehr zurück und zwar in verhältnismässig kurzer Zeit, während die Eintiefung des Karbodens viel langsamer vor sich geht. Die Abtragung der Karwände ist der Endprozess der Karbildung überhaupt. Bis zu diesem Endpunkte können mehrere Phasen unterschieden werden:

a. Es können zunächst die seitlichen Bergrippen, welche benachbarte Kare auf der gleichen Bergflanke trennen, nach und nach verschwinden; dann verschmelzen die Karböden über dem Trogrand zu einer höckerigen, aber ausgedehnten Terrasse zusammen, wie dies zu beiden Seiten des Urserentales prächtig zu erkennen ist: Eisenmannalp rechts und Ochsenalp-Rainbord-Rossmettlen links; ferner im Göschenen- und Voralptal (s. Fig. 8 und 11); im Tessintal: Alpe di Cruina, Alpe di Monigolo (s. Fig. 6) und Pian tondo; im Goms: Schönmatten auf Bid-

[1]) Vergl. H. Sölch. Studien über Gebirgspässe, S. 194 ff.

meren, im Aaretal: die Terrassen beim Trübtensee und am Brunberg (s. Fig. 10), ferner die Terrasse von Mürren; dann im Sertigtal, im Dischmatal und im Val Fontauna (vergl. Bl. 423 des S.-At.). Es muss hiebei bemerkt werden, dass bei Seitenkaren die stärkere Abtragung der seitlichen Karwände teilweise auch darauf zurückgeführt werden kann, dass während der maximalen Vergletscherungen der Taltrog vom Hauptgletscher erfüllt war und daher die seitlich zuströmenden Kargletscher gezwungen wurden, an seiner Seite teils über die Trogschulter hinzufliessen, und auf diese Weise wurde die Terrassierung derselben gefördert; aus diesem Grunde erklärt sich auch, dass sich über der Terrasse die ehemals scharfen Bergrippen heute als Rundhöcker erweisen; dies ist bei allen oben angeführten Terrassen mehr oder weniger der Fall. Diese Tatsache trifft, wie bemerkt, für die vor den Seitenkaren liegenden Terrassen zu. Aber auch in den Ursprungskaren beobachten wir ein Verschwinden der seitlich vorspringenden Wände und damit ein Platzgreifen von Terrassen; letztere müssen demnach infolge Wegführung der Felsrippen durch den Firn entstanden sein. Ein alterndes Trogtal weist demnach über den steilen Trogwänden lang ausgedehnte, zum Teil höckerig gewellte Terrassen auf, die im Halbkreis um den Trogschluss herum verlaufen und die allmählich gegen die Kämme ansteigen, um dann plötzlich unten am Fuss einer Felswand anzustossen. (Vergl. Taf. II, Fig. 3.)

b. Noch energischer als die seitlichen Wände ist die Rückwand der Abtragung unterworfen, da sie als höher emporragender Grat der Verwitterung stärker ausgesetzt ist. «Die einzelnen, abgesplitterten Stücke fallen von der Wand in den Schnee; hier werden sie eingeschneit und abgeführt. Der von Firn bedeckte Fuss der Felswand wird aber erhalten; er ist durch die Firndecke vor den rapiden Temperaturwechseln geschützt, die den freien Fuss heimsuchen. Und zwar um so mehr heimsuchen, je höher er in das Luftmeer aufragt. Denn damit sinken nicht nur die Temperaturen, sie steigen auch wieder, wegen der grösseren Kraft der strahlenden Wärme. Der Grat zersplittert und zerfällt, sein Fuss aber wird allmählich vom Firn verschlungen. Denn die schiefe Denudationsfläche, oberhalb derer der Fels abgetragen wird, gibt Raum



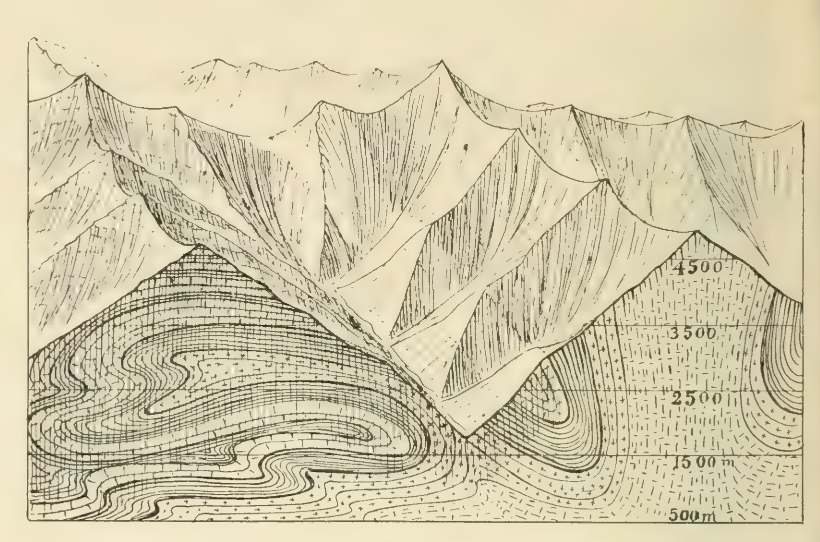


Fig 1. Präglaciale Erosionslandschaft

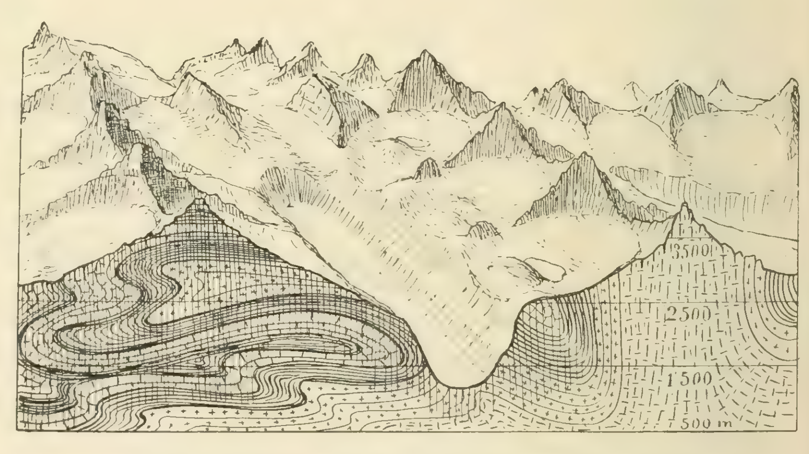


Fig. 3. Alternde glaciale Denudationsformen

Taf. II. Die Entwicklu

gez. von

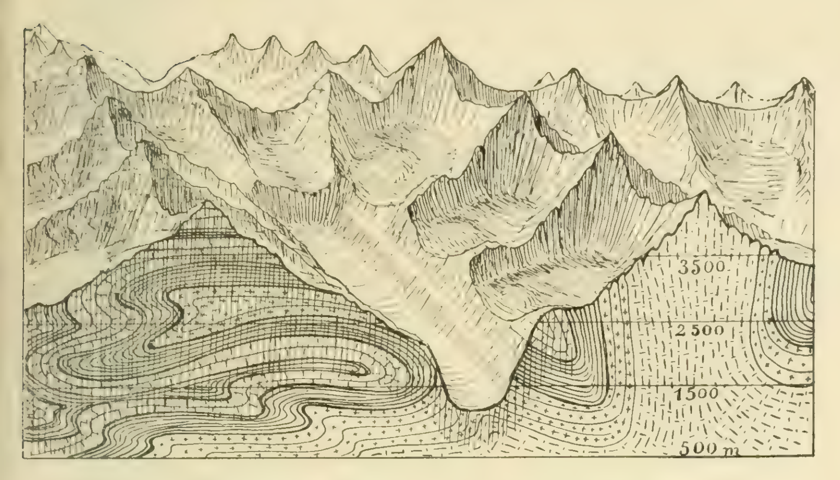


Fig 2. Reife glaciale Denudationsformen

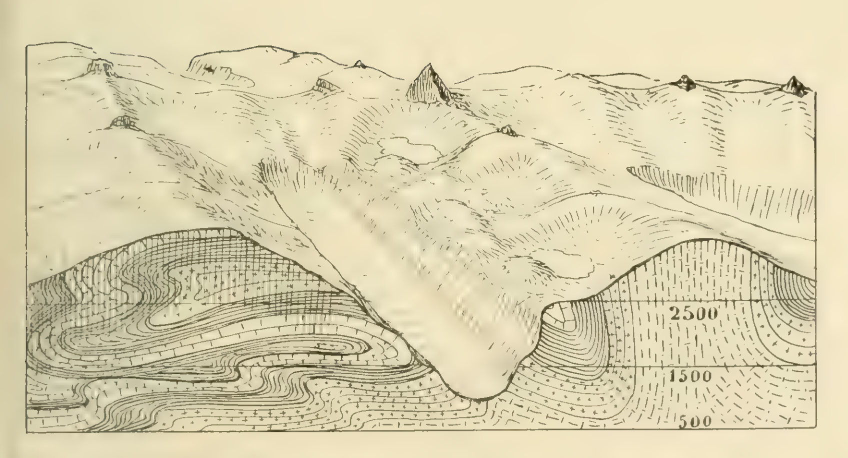


Fig 4 Greisenhafte glaciale Erosionslandschaft.

alpiner Tal- und Bergformen

Nussbaum 1909



zur Schneeauflagerung. Sowie der Rand zurückweicht, breitet sich der Firn aus, er nimmt den freigewordenen Raum ein. Man kann sagen: die Firnfelder fressen ihren Rand.»[1]) Da wo nun zwei grosse Kare mit ihrer Rückwand zusammentreffen, verschwindet zunächst dieselbe, und dann ist aus der scharfen Scharte ein eigentlicher Sattel entstanden, dem auch eine richtige «Satteldecke» nicht fehlt: der Firn, der sich über den Rücken legt und zu beiden Seiten breit herunterhängt. Mit verhältnismässig sanftem Anstieg gelangt man dann über die Sattelwölbung von einem firnerfüllten Kar ins andere, und dies ist in den Berneralpen der Fall bei der Lötschenlücke, der Grünhornlücke, dem Finsteraar- und dem Oberaarjoch, bei der Triftlimmi und der Sustenlimmi, der Wetterlücke und dem Tschingelpass; als ähnliche Uebergänge erweisen sich in den Walliseralpen das Matterjoch, der Adlerpass, das Alphubeljoch, der Allalinpass, der Col d'Hérens, der Col de Valpelline, der Col des Bouquetins, der Col de Collon, und ganz typisch ist der Col de Chermontane; solche Pässe sind in der Berninagruppe die Fuorcla Fex-Scerscen, die Fuorcla Sella und die Fuorcla Bellavista. In heute nicht mehr vergletscherten Tälern treffen wir dieselbe Form als entsprechenden Passübergang wie Splügen, La Greina, Septimerpass, Grosser St. Bernhard, San Bernardino, Lukmanier, Sanetsch etc.

c. Wenn dieser Prozess der gänzlichen Abtragung der Seiten- und Rückwände bei mehreren Karen einer Berggruppe eingetreten ist, so erheben sich die ehemals durch scharfe Gräte mit einander in Verbindung gewesenen Karlinggipfel als schmale vereinzelte Zacken, Stöcke (Mutthorn) und Hörner über die weitausgedehnten Firnfelder und Hochflächen empor, wie dies in besonders typischer Weise beim Matterhorn der Fall ist. Aus den Karen sind verfirnte Hochflächen vom Charakter der «Plaine morte» am Wildstrubel entstanden, die sich mehr und mehr ausdehnen, und wo sich früher zahlreiche scharfgezackte Hörner eines Kammes zwischen den Seitenkaren erhoben haben, da wölbt sich endlich ein einförmiger, langer Firnrücken, wie er als treffendes Modell im Petersgrat verkörpert wird. Nur wenig ragen dann die an Knotenpunkten der

[1]) Ed. Richter, Geom. Untersuch., S. 58.

Kämme stehenden Karlinge empor, deren Gehänge endlich auch vom Firn überzogen werden. (Vergl. Taf. II, Fig. 4.) Das ist das Ende der Karbildung, nicht aber das Ende der Vergletscherung; denn gerade solche gewölbte Hochflächen, die über der Schneegrenze liegen, bergen gewaltige Firnmassen, die auf einer schiefen Ebene langsam dem Taltroge zustreben, wo sie rascher abfliessen.

Solche greisenhafte Hochgebirgsformen verlangen unendlich lang andauernde Abtragung unter dem Einfluss der Vergletscherung. Diesen Gedanken sprach Ed. Richter (p. 61) mit folgenden Worten aus:

«Die meisten grossen Firnfelder machen denselben fremdartigen Eindruck. Es sind ungegliederte Massen, die sich aus dem übrigen, regelmässig durchtalten Lande auffallend hervorheben. — Die talbildende Wirkung des fliessenden Wassers kann also in den höheren Teilen des Gebirges nicht ebenso lange tätig gewesen sein, als in den tieferen. Die Ursache der Unterbrechung kann nur Vereisung gewesen sein. — Man wird zur Vermutung gedrängt, dass etwa in den Interglacialzeiten eine Vergletscherung des Gebirges im beiläufigen Ausmasse der heutigen vorhanden gewesen sei. Dies würde wohl zur Entwicklung der Firnfelder, wie wir sie jetzt sehen, genügen.» — In ähnlicher Weise äussert sich S. Finsterwalder:[1]) «Wie man sich auch die Tiefen des einhüllenden Firnmantels vorstellen mag, man kommt zu keiner Bodenform, die mit der Einförmigkeit des Gebirgsbaues, mit der Gleichmässigkeit und Wasserundurchlässigkeit des aufbauenden Gesteins und den Wirkungen der Wassererosion verträglich wäre. Eine vermutlich nie entschwundene Firnbedeckung hat hier ihre eigenen Formen geschaffen».

Damit gelangen wir an die Frage: Wie verhielt es sich mit der

V. Talbildung in den Interglacialzeiten?

1. Bisher ist man von der Annahme ausgegangen, in den Interglacialzeiten hätten sich zufolge der hohen Lage der Schneegrenze die Alpengletscher zeitweilig bis in die innersten Winkel

---

[1]) Der Vernagtgletscher. S. 71. Wiss. Erghft. z. Zeitsch. d. D. u. Ö. Alpenvereins, 1897

des Gebirges zurückgezogen,[1]) so dass also die eisfreien Gehänge und Täler wieder der Wirkung des fliessenden Wassers ausgesetzt waren und sich auf dem vorher von Eis und Firn bedeckten Gelände eine reiche Flora entwickeln konnte. Unzweifelhafte Spuren von interglacialer Flora hat man gefunden zwischen den Ablagerungen zweier Vergletscherungen, so z. B. bei Uznach, Dürnten, Wetzikon, Mörschwil, Schaffhausen, St. Jakob an der Birs, Genf, Grandson und bei Strättligen auf der Nordseite der Schweizeralpen und bei Lugano (Calprino), im Vigezzotale westlich von Locarno, im Ogliogebiet bei Pianico und Adrara auf der Südseite der Alpen. Nach der Flora auf der Nordseite der Alpen scheint während der letzten Interglacialzeit ein etwas kühleres Klima geherrscht zu haben als heute. Die Schneegrenze lag damals etwa 300 m tiefer als n der Gegenwart,[2]) und auf der Südseite der Alpen war das interglaciale Klima durch regenreiche Sommer und allerdings nicht zu bedeutende Winterkälte ausgezeichnet.[3]) Im grossen herrschten wohl ähnliche klimatische Verhältnisse wie heute; auch jetzt noch sind die Gebiete auf der Südseite der Alpen die begünstigten. Sonach lagen die zentralen Gebiete der Alpen auch in den Interglacialzeiten unausgesetzt unter Firnmassen und Gletschern, wie nach den daselbst auftretenden Formen gefordert werden muss; ja, wir können noch einen Schritt weiter gehen und dürfen behaupten, dass die Vergletscherung zufolge der 300 m tieferen Lage der Schneegrenze eine beträchtlichere war als heute.

2. Es dürfte nun wohl kein Zufall sein, wenn sich diese Annahme direkt aus — wir können vielleicht sagen — interglacialen Erosionsformen folgern lässt, nämlich nach dem Auftreten gewisser Kare in heute nicht mehr vergletscherten Gebieten der Urgebirgszone und ferner nach der Erscheinung von auffallenden Riegeln und Becken in den oberen Abschnitten

---

[1]) P. u. B. 1156.

[2]) Berechnet nach den Angaben Brückners, der nach der interglacialen Flora von Dürnten und Wetzikon auf eine Schneegrenze von 2200—2300 m am Nordsaum der Alpen schliesst, wo sie heute nach Jegerlehner in 2500—2600 m liegt. P. u. B. 582.

[3]) n. Penck, P. u. B. 822.

der Alpentäler. Wir dürfen von folgenden Erwägungen ausgehen: a. Während langer, gletscherloser Interglacialzeiten müssen die aus Erosionstrichtern entstandenen, noch jugendlichen Kare wieder durch das fliessende Wasser in Trichter verwandelt werden; je nachdem nun die eine oder andere Periode länger andauerte bezw. energischer wirkte, wird sich am Ende des Eiszeitalters auch die entsprechende Endform darstellen; entweder haben wir ein durch die Wassertätigkeit modifiziertes Kar oder einen karähnlichen Trichter, auf alle Fälle eine Hohlform, die man als ein steiles Kar mit jugendlichen Zügen bezeichnen kann.

Ganz anders dagegen die Kare, die unausgesetzt vergletschert gewesen sind; es können hierbei zwei Fälle angenommen werden: α. entweder handelt es sich um grosse Kare, in welchen die Firnmassen eines im Trogtal endenden Gletschers liegen; diesen Fall haben wir im Abschnitt III besprochen; oder β. die Schneegrenze rückt bedeutend höher als die Karstufe empor, so dass der Firn im Kare selber abschmilzt; dann haben wir einen Kargletscher vor uns, der nicht nur das Kar vor Wasserwirkung schützt, sondern sich in dem flach geneigten Karboden sogar ein eigenes kleines Zungenbecken ausschleift, welches endlich vorn von einem Felsriegel abgeschlossen wird. Solche Riegel entstehen, wie wir sahen, auch auf andere Weise über der Stufe von Seitenkaren; die Riegel aber, die in Ursprungskaren auftreten, dürften in erster Linie — wie möglicherweise auch die riegelförmig abgeschlossenen Stufen einiger Treppenkare — durch Annahme ganz kleiner, aber lang andauernd stationärer Gletscher zu erklären sein, die wir in die Interglacialzeiten verlegen müssten, da sie heute hier fehlen.

Wir haben beide Arten der Karformen kennen gelernt, und wir brauchen nur daran zu erinnern, dass in den höheren Zentralalpen die mit Riegeln versehenen reifen Kare in grosser Zahl auftreten, dagegen in den südlichen Tessiner Alpen und an den südlichen Kämmen der Bernina Alpen die an Trichter erinnernden Kare ausserordentlich häufig sind, so haben wir einige wichtige Anhaltspunkte für unsere Auffassung gewonnen: Diese letztgenannten, auf der klimatisch begünstigten Südseite der Alpen gelegenen Gebirge waren während längerer Perioden der Wasserwirkung ausgesetzt; dagegen bargen zu dieser Zeit

die Kare der höheren Zentralalpen kleine Gletscher. Vielleicht lagen solche auch in einigen höheren Gruppen der nördlichen Flysch- und Kalkalpen, wo mehrere ausgereifte, prächtige Kare vorkommen.

b. Viele Alpentäler sind prachtvoll übertieft, zeigen aber streckenweise im Querschnitt eine ausgesprochene V-Form. Es dürfte naheliegen, die Abböschung der Gehänge der normalen Denudation während der Interglacialzeiten zuzuschreiben. Wieder anders dagegen die Täler, die sich durch Reichtum an Riegeln und Becken im oberen Abschnitt auszeichnen.

Die Existenz der Riegel wurde vielfach als Beweis gegen grosses Erosionsvermögen der Gletscher angesehen; besonders auffallend sind Riegel, die sich weder an härtere Gesteinsbänke knüpfen, noch auf den Mündungsstufen von Hängetälern auftreten, sondern sich mitten im Haupttale erheben, wie vor allem der Hinterstock bei der Handegg und der Nollen bei der Grimsel. Man kann sich in der Tat fragen: Wenn die grossen Gletscher bis 700 m tiefe Täler ausgegraben haben sollen, warum haben sie diese 100—200 m hohen Hügel stehen gelassen? Wie reimt sich das zusammen? Und warum ist das Inntal im Oberengadin so breit und beckenförmig, bei Finstermünz dagegen schluchtartig?

Auf diese Fragen ist folgendes zu entgegnen: Die Riegel entstanden offenbar zu Zeiten kleiner Gletscherstände, während welcher die Becken eingetieft wurden, die wir allenthalben unterhalb der heutigen Gletscherenden antreffen. Solche kleinere Gletscherstände werden durch die Rückzugsmoränen markiert; diese liegen in der Tat vielerorts auf den Riegeln, wie gerade die Moräne auf dem Kirchet beweist, an andern Orten (Hinterstock) jedoch nicht. Die Becken sind demnach älter. Auch verlangen viele Becken ganz gewaltige Erosionsleistungen, z. B das Becken oberhalb Kandersteg, das Gasterental. Man wird deshalb zur Vermutung gedrängt, sie für Zungenbecken zu halten, die während verhältnismässig langer Interglacialzeiten entstanden sind.

3. Mit dieser Annahme steht sodann das Vorkommen von älteren Schottern in den Alpentälern in Uebereinstimmung: solche Schotter finden sich z. B. im Simmental bei

Weissenbach, — dieselben sind zuerst von Gillieron[1]) genauer beschrieben worden, — im Kandertal bei Mühlinen und im Diemtigtal bei Diemtigen und Wattfluh. Alle sind älter als die letzte Eiszeit; wahrscheinlich entsprechen sie einem kleinen Gletscherstand nach der Riss-Eiszeit; und vielleicht dürfen wir auch die unterhalb Wimmis an der Simme und an der Kander auftretenden, oft erwähnten Schotter, die sich bis Bern hinab verfolgen lassen, als fluvioglaciale Bildungen «interglacialer» Gletscher auffassen, die nach der Riss-Eiszeit längere Zeit stationär geblieben sind. Dass diese Schotter älter als die Würm-Eiszeit sind, geht aus ihrer Lagerung hervor: sie erscheinen im Liegenden von Jungmoränen.

Auffallenderweise zeigen solche Schotter eine grosse Verbreitung; sie können da, wo sie im Vorland auftreten, als Hochterrassenschotter betrachtet werden, wie wir S. 52 hörten; zu den bereits angeführten mögen noch folgende Vorkommnisse genannt sein: im Bois de la Batie bei Genf und in der Région de la Côte bei Bougy, an der Dranse bei Thonon[2]), im Glatt-Tal bei Wetzikon und Uster[3]), an der Sihl[4]). Die Gletscher der Würm-Eiszeit waren nicht imstande, allen aus dem Ende der Riss-Eiszeit stammenden Schotter auszufegen: ein sichtlicher Beweis gegen bedeutende Glacialerosion, auf den in der Schweiz zuerst B. Studer und A. Favre hingewiesen haben[5]).

Wie lassen sich diese Verhältnisse erklären?

Bei dem Versuche, diesem Widerspruch zu begegnen, müssen wir zunächst folgende Tatsachen einander gegenüber stellen: Wir können zwei verschiedenartige Gebiete unterscheiden:

a. Das Ursprungsgebiet der diluvialen Gletscher: das Hochgebirge.

b. Das Abschmelz- und Ablagerungsgebiet derselben: das Vorland.

Die Täler des Hochgebirges sind ausserordentlich arm an

---

[1]) Beiträge Lief. XVIII.

[2]) P. u. B. 561—563.

[3]) P. u. B. 505.

[4]) P. u. B. 508—512.

[5]) Archiv. des sc. phys. et nat. 1864 u. 1865.

älteren Glacialablagerungen; dagegen weisen sie gewaltige Beträge der eiszeitlichen Uebertiefung auf.

Das Vorland ist reich an verschiedenalterigen Glacialablagerungen; aber die talbildende Wirkung der Gletscher war hier viel geringer als in den Alpentälern. Die meisten Alpentäler müssen demnach viel länger der ausräumenden und eintiefenden Wirkung der Gletscher ausgesetzt gewesen sein, nicht nur während den Vorstoss- und Rückzugsperioden, sondern auch während den Interglacialzeiten. Da nun die Wirkungen einer grossen Vergletscherung, wie der Würm-Eiszeit, im Vorlande ganz geringfügige gewesen sind, so müssen zur Erzielung so hoher Erosionsbeträge in den Alpentälern die kleineren Gletscher der Interglacialzeiten viel länger stationär gewesen sein; mit andern Worten: Die Interglacialzeiten müssen länger gedauert haben als die maximalen Vergletscherungen.

Wir haben nun im Napfgebiet gefunden, dass in der Mindel-Riss-Interglacialzeit die Talbildung eine Neubelebung erfahren hatte und dass während dieser Zeit eine fast reife Erosionslandschaft entstanden war, bevor die Ablagerung der Hochterrasse erfolgte. Diese Tatsache spricht für eine sehr lange Interglacialzeit. Auch zwischen der Günz- und der Mindel-Eiszeit muss ein sehr langer Zeitraum verstrichen sein. Wenn nun während sämtlicher langandauernder Interglacialzeiten die Alpen fast unausgesetzt mit Gletschern bedeckt waren, die aber das Vorland nicht erreichten, so erscheinen die sogenannten Eiszeiten, während welcher das Vorland von ausgedehnten Gletschern überflutet wurde, nichts anderes als grosse, aber relativ kurze Vorstösse oder Schwankungen des gesamten Eiszeitalters.

4. Auch Penck und Brückner sind zum Ergebnis gekommen, dass im allgemeinen die Interglacialzeiten länger gedauert haben dürften als die «Eiszeiten» (l. c. p. 1168); aber sie nehmen auch an, dass die Schneegrenze um etwa 300 m höher gewesen sei als heute und dass in der sehr langen Mindel-Riss-Interglacialzeit die grossen Alpentäler durch die Flüsse wieder ein ausgeglichenes Gefälle erhalten haben sollen; zu diesem Schlusse gelangt Brückner gestützt auf die Erscheinung von niederen Mündungsstufen und Terrassen, die beide unter dem präglacialen Talniveau auftreten (l. c. p. 615).

Zu der Darstellung Brückners erlaube ich mir zu bemerken, dass die Formen in den von mir untersuchten Tälern auch eine andere Auffassung gestatten:

a. Wenn wir auf der beigegebenen Tabelle die Längenprofile einiger grösseren Alpentäler des Aaregebietes verfolgen, wie das des Haslitales, des Gadmen-, Lauterbrunnen- und Kandertales, so können wir von einem ausgeglichenen Gefälle eines unteren Talbodens wenig bemerken. Die niedere Mündungsstufe des Gadmen- und Urbachtales spricht für grössere Austiefung durch die grossen Gletscher dieser Täler selber. Wohl finden sich auch an den hohen Mündungsstufen kleiner Seitentäler mehrere Stufen; aber diese sind breit und glacial eingetieft; sie tragen durchaus nicht den Charakter von fluviatiler Tiefenerosion, die doch hätte eintreten müssen während der Zeit, als im Haupttal der Fluss ein ausgeglichenes Gefälle und einen mehr oder weniger breiten Talboden geschaffen haben sollte; die unteren Stufen dürften entstanden sein zu einer Zeit, als die Haupttalgletscher nur eine geringe Mächtigkeit besassen, so dass die Seitengletscher nicht mehr gestaut wurden, sondern auch am Ausgang des eigenen Troges erodieren konnten. Diese Stufen entsprechen wahrscheinlich den Kartreppen.

b. Die tiefergelegenen Terrassen, wie z. B. die im Rhonetal, die Brückner dem interglacialen Talboden zurechnet, können anderer Entstehung sein, da sie vielfach stark geneigt sind und ein glaciales Gepräge tragen; eine gute Erklärung derselben hat schon J. Früh gegeben[1]: die trichterförmige Mündung darf auch «bei grösseren Nebentälern erwartet werden, doch mit der Abweichung, dass sie durch Anpassung an das Haupttal in der Weise mehr oder weniger asymmetrisch gebildet sein muss, dass der talabwärts schauende Flügel stärker entwickelt ist. Dies trifft in der Tat zu. Man vergleiche die Talmündungen bei Ardez Remüs, Samnaun, Val d'Illiez, Visp, Aosta, Sondrio, des Prutztales (Inn); besonders lehrreich ist der Anblick des Turtmanntales von der Eisenbahnstation im Rhonetal aus (Top. Atl. Bl. 482 u. 496).»

Mit anderen Worten: Wo Seitengletscher sich dem mächtigeren Hauptgletscher anschlossen, wurden sie auf die Seite

[1]) Form und Grösse der glacialen Erosion, p. 18.

gedrängt, und hier untergruben sie bis auf ihre Unterkante hinab streckenweise das Gehänge des Haupttales unterhalb der Mündung des Seitentales; so bemerken wir heute an diesen Stellen zum Teil breite Terrassen, wie namentlich am Ausgang einiger Wallisertäler: Nendaz-, Eringer-, Eifisch- und Turtmanntal, und diese Terrassen liegen ungefähr in der Höhe des nächst oberen Seitentales, aus welchem ein Gletscher kam.[1]) Dieselben Verhältnisse scheinen auch im Aaregebiet wiederzukehren. Ja, ich glaube sogar die höher gelegenen Terrassen vom Hasliberg, Brienzerberg und Beatenberg auf diese Art erklären zu dürfen, da ihren Formen zufolge der selektiven Erosion der Gletscher Rechnung getragen werden kann.

VI. Zusammenfassung.

1. Wir können als Ergebnis unserer Darstellung vielleicht die Entwicklungsgeschichte der Alpen kurz mit folgenden Worten andeuten:

a. die Alpen sind ein infolge verwickelter tektonischer Vorgänge am Ende der Miocänzeit entstandenes Faltengebirge, das während der Pliocänepoche unter der Wirkung normaler Denudationsprozesse zu einer fast ganz ausgereiften Erosionslandschaft abgetragen wurde, und diese erhielt in der Quartärzeit unter dem Einfluss einer langandauernden Vergletscherung den Charakter einer glacialen Denudationslandschaft mit grossenteils reifen bis gealterten Erosionsformen.

b. Gletschertäler sind als besondere Art von Erosionstälern aufzufassen.

2. Hinsichtlich der Verbreitung dieser Talformen ist folgendes zu bemerken:

Es ist wohl kein Zufall, dass wir alpine Talformen auch in allen andern ehemals vergletscherten Gebirgen der Erde antreffen. Wie bereits angedeutet worden ist, sind diese Formen in typischer Entwicklung zunächst in den Ostalpen vorhanden; sie finden sich ferner nach A. Penck z. T. ebenso schön erhalten in den französischen und italienischen Westalpen; ganz typisch sind Kare, Taltröge und Hängetäler z. B. im Gebiet

[1]) Mit dieser Auffassung würde die Ansicht von H. Hess über die Entstehung der „alten Talböden“ im Rhonetal aufgehoben. (Z. f. Gletscherk. 1908.)

der Isère entwickelt; davon konnte ich mich auf einer Exkursion selber überzeugen, zu der mich Herr Prof. Paul Girardin in der liebenswürdigsten Weise eingeladen hatte. Einen grossen Eindruck machte mir die Stufe in dem übertieften Taltrog der Dora Riparia bei Susa.

Kare und Trogformen wurden ferner durch Steinmann und Huber vom Schwarzwald nachgewiesen. Ganz besonders zeichnen sich die Täler im Gebirge von Norwegen durch Stufenbau, Becken und Trogformen aus, die von Ed. Richter, Reusch und Davis geschildert worden sind. Ich möchte hier namentlich auf die Gesetzmässigkeit hinsichtlich der Mündungsstufen und der Konfluenzstufen aufmerksam machen, die ich nach zahlreichen Beobachtungen (im Sommer 1909) im Hallingdal und Rundal in deutlichster Weise konstatieren konnte. Die an der Westküste auftretenden, gestuften Fjorde mit ihren Verzweigungen erinnern lebhaft an die durch Gletscher zufolge von Konfluenzen und Diffluenzen geschaffenen Randseen mit den charakteristischen Talgabelungen. Das auffallende Zurücktreten typischer Karlinge auf das Gebiet von Jotunheim und das Vorherrschen rundlich abgeschliffener Hochflächen — es dürften dies gealterte, glaciale Denudationsformen darstellen — lässt darauf schliessen, dass das Gebirge von Norwegen seit seiner Hebung unausgesetzt von Gletschern bedeckt gewesen sein muss, denen die Eintiefung der seenreichen Taltröge und der trogförmigen Fjorde zuzuschreiben ist, wie Helland erkannt hat. Angesichts dieses Umstandes und der gewaltigen Mächtigkeit der Gletscher kann die Entstehung der Fjorde auch ohne Untertauchen der Küste sehr wohl gedacht werden.[1])

In ähnlicher Weise sind alle übrigen ehemals vergletscherten Küstengebirge auf der Meerseite durch Fjorde ausgezeichnet, durch welche die Küste völlig zerfranst wird, so in Schottland, Island, Grönland, Britisch-Nordamerika, Alaska, im südlichen Chili und in Neu-Seeland. Gebirgszüge im Innern der Kontinente mit alpinen Gipfelformen und Gletschertälern sind die

---

[1]) Vergl. darüber meinen Aufsatz: Ueber die Entstehung norwegischer Fjeldlandschaften, Fjorde und Schären. Mitt. d. naturf. Ges. Bern. 1909.

Pyrenäen, die hohe Tatra, der Kaukasus, der Tienschan, (wie sich aus der prächtigen Darstellung von Max Friedrichsen ergibt) und die Sierra Nevada in Kalifornien.

Ja, es treten sogar Gletschertäler in erloschenen, tertiären und in der Quartärzeit vergletscherten Vulkangebirgen auf, wie z. B. am Mont Dore und Cantal: Im Tal der Cère beobachtete ich typische Hängetäler, die hoch über dem gestuften Trogtal münden, und am Puy de Sancy erkennt man Karformen.

Zweiter Teil.

Die Bedeutung der alpinen Talformen.

Nach allem, was wir gehört haben, kann wohl kein Zweifel darüber bestehen, dass unmittelbar nach Schwinden der eiszeitlichen Gletscher die Alpentäler im allgemeinen die Formen des übertieften Taltroges mit Becken, Stufen, Riegeln und Karen aufgewiesen haben; diese eigenartigen Formen sind nun von Einfluss auf die hydrographischen und klimatischen Verhältnisse und infolgedessen auch von wesentlicher Bedeutung für die Lebewesen, namentlich für die Pflanzenwelt und den Menschen geworden, wie hiernach in aller Kürze zu zeigen versucht werden soll.

A. Folgeerscheinungen in der Natur.

1. Als zunächst wahrnehmbare und unmittelbare Folgen der eigentümlichen Talformen ereigneten sich gewaltige, grösstenteils prähistorische Bergstürze, die an den Felswänden deutliche Nischen hinterlassen haben, während der Talboden von wirrem Trümmerwerk überführt worden ist. Denn durch die Uebersteilheit der Gehänge der Gletschertäler war das Gleichgewicht der Massen gestört worden.

«Als die diluvialen Gletscher, die die Täler der Alpen bis zu 1400 m, ja im Rhonetal bis zu 2000 m Höhe erfüllten, abschmolzen, da verloren grosse Felsmassen, die vorher durch das Eis gestützt waren, ihren Halt und stürzten zu Tal. So ist im ganzen Alpenland das Ende der Eiszeit von gigantischen Bergstürzen begleitet. Da stürzten die Schuttmassen ab, die bei Flims den Rhein stauten und durch die er sich im Laufe der Jahrtausende seine enge Schlucht gebahnt hat. Vom Glärnisch brach ein Bergsturz hernieder, für eine Zeit die Linth zu einem See aufdämmend, ebenso einer von der Varneralp im Rhonetal; diesem danken die Hügel von Siders ihre Entstehung. Im Berner Oberland stürzte bei Kandersteg ein Teil des Fisistocks zur Tiefe, so den Oeschinensee aufdämmend. Fast bis

Frutigen flogen in mächtigem Schwung die Trümmer, zwischen denen der idyllische Blaue See eingebettet liegt.»[1])

Solch gewaltige Bergstürze sind verhältnismässig gering an Zahl gegenüber kleineren Felsstürzen, die zu Dutzenden namhaft gemacht werden könnten, wenn man die sorgfältigen Aufzeichnungen schweizerischer Geologen, wie von A. Heim, V. Gilliéron, F. J. Kaufmann, A. Baltzer, H. Schardt u. a., durchgehen würde, die in den Beiträgen zur geologischen Karte niedergelegt sind. Ich beobachtete postglacial aufgeschüttete Bergsturzmassen bei Burglauenen unterhalb Grindelwald, bei Reutigen-Stocken, im Justistal, im Jauntal oberhalb La Tzintre und bei Les Auges, im Saanetal bei La Tine oberhalb Montbovon. Auch in historischer Zeit ereigneten sich Bergstürze, welche auf die Uebersteilheit der Gehänge zurückgeführt werden müssen, so 1584 der Bergsturz von Yvorne im Rhonetal, 1618 derjenige von Plurs im Bergell und jüngst einer bei Airolo. In weicheren Gesteinszonen bemerken wir Erdschlipfe und Murgänge, wie z. B. im Goms bei Gluringen, Reckingen und Münster und kürzlich bei Kienthal.

Ein Bergsturz bereitet sich vor am Nordhang der Faulhorngruppe bei der Hinterburgalp: an der Felskante «auf dem Fad» hat sich in den letzten Jahren eine 5—10 m breite, bis 40 m tiefe Spalte gebildet, die sich 200—300 m weit verfolgen lässt; der Blick von der Felskante die «Rieseten» hinunter lässt die Gefahr als drohend erscheinen.

So gross die durch Bergstürze bewegten Massen sind, so verschwinden sie doch gegenüber den Schuttmassen, die durch regelmässigen Absturz und durch Abspülung in den Schutthalden und Schuttdecken der Gehänge ins Tal hinabrutschen.

Die Flanken der Tröge sind häufig so steil, dass sie den Abbruch von Material auf der ganzen Ausdehnung des Tales begünstigen, weswegen sie dann als Felswände erscheinen, deren Fuss mit hohen, regelmässig abgeböschten Schutthalden und Sturzkegeln umsäumt ist.

Im Murgtal finden wir erst bei den Seeriegeln gewachsenen

---

[1]) Ed. Brückner. Die schweizer. Landschaft einst und jetzt. Bern, 1900. S. 11.

Fels; die überaus zahlreichen Stromschnellen bewegen sich über Felsblöcke. Man durchwandere das Oberhasli, das Rosegtal. Allein in diesen Blockmeeren trifft man kleine bis hausgrosse Trümmer, die stets auf einer Seite Gletscherschliffe aufweisen und sich daher als Innenränder der abgesplitterten Trogflächen erweisen (Früh).

Die hochgelegenen, kleinen Gletschertäler und die Kare sind ausserordentlich reich an mächtigen Sturzkegeln, die sich am Fusse der Felswände aufbauen, und zwar sind es Schuttbildungen, die zufolge der mechanischen Verwitterung entstehen. Je steiler die Talwände und je höher die Lage über Meer, desto wirksamer ist diese Verwitterung, und desto mächtiger sind die Schuttkegel, die sich in der Regel unten an Steinschlagrinnen finden; in länglichen Karen und Hochtälern sieht man solche Schuttkegel in langer Reihe einen neben dem andern; ihre Mäntel gehen nach unten ineinander über, während nach oben die Kegelspitzen um so höher emporragen, je grösser und ausgiebiger die darüber eingeschnittenen Rinnen sind. Solche Schuttkegelreihen sind z. B. typisch am Hohgant, an der Schrattenfluh, am Sigriswilergrat, an der Kaiseregg, in der Vanilnoirkette, in den Gastlosen, in der Faulhornkette, in der Tornettakette und an der Gummfluhgruppe entwickelt. Alle ausgereiften Kare mit steilen Wänden bergen mächtige Sturzkegel, welche häufig halbkreisförmig die Karseen umfassen, die mit ihrer ruhigen, dunkelblaugrün spiegelnden Fläche einen wohltuenden Gegensatz zu den grauen, blockreichen Schutthalden und den wilden Felswänden bilden. (Vergl. Fig. 5.)

Wahrscheinlich noch beträchtlicher, als der durch regelmässigen Absturz entstandene, ist der infolge Abspülung und Wegspülung durch fliessendes Wasser zur Tiefe beförderte Schutt in den Alpentälern. Vielerorts sieht man unterhalb einer grösseren, steilen Steinschlagrinne einen mit Blöcken besetzten Schuttkegel, der eine flachere Böschung aufweist als die echten Sturzkegel, die ausschliesslich aus dem abgestürzten Blockmaterial bestehen, während der flachere eine Vermehrung und weitere Verschleppung des Felsschuttes durch gelegentliche Wassergüsse erfahren hat. Andere Schuttkegel bestehen lediglich aus dem verschwemmten Schutt der Wildbäche.

2. Die Wildbäche sind eine der auffallendsten Erscheinungen der Alpentäler; sie unterscheiden sich von allen übrigen Gewässern hauptsächlich durch ihre ungeheuren Schwankungen im Wasserstand und die Steilheit ihres Talweges. Während die Gletscherbäche jahraus, jahrein bedeutende Wassermassen aufweisen — ausgenommen kurze Zeit im Winter — liegen viele Wildbachbetten häufig längere Zeit trocken da, in andern hüpft ein winziges Wässerlein über die gewaltigen Blöcke, die zu Zeiten grossen Wasserstandes von den tosenden, mächtigen Fluten des zum verheerenden Gebirgsstrom angeschwollenen Wildbaches talwärts gestossen und gerollt werden. Die Wildbäche erhalten ihr Hochwasser teils von dem schmelzenden Schnee im Frühling, teils von den plötzlich eintretenden Regengüssen im Gebirge.

Wir können drei Arten der alpinen Wildbäche unterscheiden:

a. Die einen durchfliessen ein schon zur Eiszeit existierendes Tal, das mit einer Stufe ins Haupttal einmündet.

b. Andere entspringen hoch oben am Berg in einer flachen Nische oder in einem Kar und stürzen sich teils ohne bedeutenden, teils mit tieferem Einschnitt in der Trogschulter die hohe, steile Trogwand ins Tal hinunter.

c. Die dritte Art unserer Wildbäche zeigt einen eigens geschaffenen Einzugstrichter oben an dem Bergabhang, einen Abzugskanal an dem steilen Talgehänge und, wie die andern, einen breiten Schuttkegel im Haupttal; die letzte Art der Wildbäche ist die typische Form; sie tritt vorwiegend im Schiefer- und Flyschgebirge auf, während die zweite Art in den Kalkalpen und im Granitgebirge heimisch ist. Der Grund dieser Verbreitung ist leicht ersichtlich: im festen, kompakten Gestein hat das rieselnde Wasser die durch die eiszeitlichen Abtragungsvorgänge herausgemeisselten Formen noch nicht zu zerstören vermocht, während es im weichen Gesteinsmaterial energisch an der Veränderung und Umwandlung derselben arbeitet und neue schafft. Wir dürfen geradezu sagen: Die typischen Wildbäche der Alpen sind eine Folgeerscheinung der trogförmigen Eintiefung der Täler durch die eiszeitlichen Gletscher; denn sie finden sich in erster Linie da, wo die Trogform mit ihren

steilen Gehängen in weichere Gesteinsschichten eingeschnitten ist; der Einzugstrichter liegt bei diesen Wildbächen meist nicht in der Gipfelregion, obwohl von dorther auch gelegentlich Wasser herkommt, sondern direkt unter dem Trogrand, da wo die steilere Böschung beginnt. Ausserordentlich deutlich kommt diese Tatsache auch kartographisch auf den Blättern des Siegfried-Atlas zum Ausdruck, so im Urserental: hier zählt man mehr als 50 solcher jugendlichen Wildbäche; reich ist das Oberwallis an verheerenden Bächen, ferner das Drancegebiet; in den Flyschzonen treten sie uns in den Sensetälern, im Etivaztal, im Arnental, im oberen Saanen- und im Lauenental entgegen, ferner im Obersimmental, an der rechten Talseite des Linthtales, z. B. bei Hätzingen, und im Sernftal; begreiflicherweise häufig sind sie in den Bündner Alpen, so in den Tälern von Davos, im Tal der Landquart, im Schlappinertal, und besonders trefflich zu erkennen im obersten Talabschnitt des Sulsannatales. Je steiler die Terrasse über dem Trogrand, je weicher das Gestein und je länger das Wasser an der Eintiefung des Trichters gearbeitet hat, desto weiter ist derselbe in den Trogrand eingeschnitten. In sehr vielen Fällen ist der letztere nur noch in vorspringenden Bastionen zu erkennen,[1]) zwischen denen die tiefen Wildbachrunsen liegen — so im Haslital — und dann liegt das Einzugsgebiet des Baches hoch über der Trogschulter zuoberst an den Seiten der Bergkette. Unter dem tief eingeschnittenen Abzugskanal breitet sich ein gewaltiger Schuttkegel wie ein riesiger Fächer aus, dem der Hauptfluss ausweichen muss. Wenn wir das Profil eines solchen Wildbaches zeichnen, so erhalten wir eine mehr oder weniger ausgeglichene Gefällskurve. Wir können diese Bäche demnach reife Wildbäche nennen. Das typische Gebiet derselben ist die östliche Abdachung der Niesenkette; hier treffen wir 20 gewaltige Wildbachrunsen mit verästelten Einzugstrichtern oben und zum Teil sehr mächtigen Schuttkegeln im Talgrund an, letztere namentlich im unteren Kandertal; zwischen den Bachfurchen ist der Trogrand deutlich zu erkennen. Zahlreiche ähnliche Wildbäche finden sich am Westhang der Kette de la Tzavraz im Val de Ferret, am Hochwang im Rheintal unterhalb Chur, am Stätzerhorn im Domleschg, am Axenberg bei Flüelen u. s. w.

---

[1]) Vergl. Ed. Richter, Geomorph. Untersuchungen. S. 50.

Fig. 8. **Trogtal in den Zentralalpen.**
(Voralptal, Triftgebiet, Kt. Uri. Phot. H. Mettler).



Fig. 9. **Vergletscherter Trogschluss in den Zentralalpen.**
(Saas-Fee, Kt. Wallis. Phot. F. Rohr.



Besonders hervorzuheben sind noch einzelne dieser steilen, in den Trogrand tief eingeschnittenen Wildbäche, die eine grossartige Erosionstätigkeit entwickelt haben; denn sie besitzen einen von ungeheuren Steilwänden umgebenen Trichter und einen gewaltigen Schuttkegel, der gelegentlich bis in die jüngste Zeit von murartigen Ausbrüchen bedroht und heimgesucht wird; wir denken zunächst an den Lammbach bei Kienholz, den Wildbach am Pizzo Magno bei Biasca, den Torrent de Cry bei Chamoson, den Illgraben bei Leuk und an den Torrent de St. Barthelémy an der Dent du Midi bei St. Maurice. Mit diesem letztern treten wir an die Betrachtung der ganz zuerst erwähnten Wildbäche heran, nämlich an solche, die ein schon zur Eiszeit existierendes Hängetal durchfliessen. Die meisten dieser Bäche sind nicht Wildbäche im eigentlichen Sinn des Wortes, dass sie zu Zeiten sozusagen kein, dann aber gelegentlich ausserordentlich viel Wasser führen und dadurch grosse «Wildheit» erlangen; denn es können auch Gletscherbäche sein. Ihren Charakter als Wildbäche erhalten sie einzig infolge des steilen Gefälles nahe ihrer Mündung in das Haupttal. Denn da sie zufolge der Uebertiefung des Haupttales eine Mündungsstufe aufweisen, nimmt ihre Schnelligkeit und Erosionskraft hier plötzlich zu:

Die Uebertiefung verursachte eine Tieferlegung der Erosionsbasis der Seitenflüsse, und deshalb wurden dieselben gezwungen, ihre Gefällskurve neuerdings zu verändern, ihr Bett einzuschneiden. Alle Seitenflüsse der Alpentäler sind an ihrer Mündung in der Tiefenerosion begriffen; allein nicht bei allen ist diese Bemühung von gleichem Erfolg gekrönt: derselbe hängt von zwei Faktoren ab, von der Wassermenge, also der Erosionskraft des Flusses und vom Gesteinscharakter des Untergrundes. Grössere Flüsse haben in harte Kalk- und Granitbänke an ihrer Mündung eine tiefe, schmale Schlucht eingesägt[1]), wie der Trientbach, die Tamina, der Jaunbach, die Tourneresse, der Hongrin, la Grande Eau, la Borgne, la Lizerne; kleinere Gewässer stürzen dagegen in hohen Wasserfällen die steilen bis senkrechten Trogwände hinunter, Er-

[1]) Einige dieser Schluchten dürften zum grossen Teil schon vor der letzten Eiszeit existiert haben.

scheinungen, wie sie ja in unseren Kalkalpen besonders charakteristisch sind (Staubbach!). Die Tiefenerosion solcher Bäche ist seit der Eiszeit ausserordentlich gering gewesen.

Wo aber grössere Täler in Zonen ganz weicher Gesteine liegen, da vermochte sich der Fluss in verhältnismässig kurzer Zeit durch kräftiges Einschneiden der neuen Erosionsbasis anzupassen. Diese Neubelebung der Tiefenerosion ist namentlich in den in Bündnerschiefer eingetieften Tälern in der grossartigsten Weise zu erkennen; nicht nur haben die Flüsse des Lugnetz, des Safientales, des Schanfigg in den breiten, glacialen Talboden einen tiefen, schmalen, schluchtartigen und unwegsamen Talweg eingeschnitten, sondern auch ihre zahlreichen Seitenbäche sind diesem Beispiele gefolgt und haben die Arbeit der Neueintiefung bis ins Quellgebiet hinauf ausgeführt.

Man betrachte einmal das Kartenbild des Flussgebietes im Lugnetz mit den verästelten, tiefeingeschnittenen, grossen Wildbächen des Duviner Tobel, Pitascher Tobel und Rieiner Tobel[1]); oder das Talgebiet der Plessur, in welchem auf 12 km Erstreckung zwischen Maladers und Langwies 9 der ausgeprägtesten Wildbachtobel auf dem Nordhange eingeschnitten sind. Noch zahlreicher sind die kurzen, steilen Wildbäche mit den tiefeingeschnittenen Trichtern an der Rabiusa. «Der bösartigste aller Wildbäche Graubündens ist ohne Zweifel die Nolla», sagt der Bericht über die Wildbäche der Schweiz an den h. Bundesrat von 1864; sie mündet in das übertiefte Talbecken von Thusis, und Alb. Heim glaubt, dass sie einmal das Safiental anzapfen und die Rabiusa zum Hinterrhein hinunterleiten werde. Ein ähnliches Bild energischen Neueinschneidens wie die Lugnetzer Tobel bieten uns die Bäche, die bei Elm in das übertiefte Sernftal münden, der Tschingelnalp- und der Raminerbach, die beide in Flysch eingeschnitten sind; und ebenfalls im Flyschgebiet liegen die berüchtigten Wildbäche des Sarnertales, der Lauibach bei Giswil, der Forstbach und die grosse und kleine Schlieren, welche mächtige Schuttkegel abgelagert haben. Es muss hier auf weitere Angaben über die Wildbäche verzichtet werden; jedoch verdient eine Erscheinung, die an

---

[1]) Eine ausführliche Schilderung derselben gab Alb. Heim. Beiträge XXV. S. 426 ff.

fast allen zahlreichen grossen Schuttkegeln der Alpentäler beobachtet werden kann, eine kurze Erwähnung: Diese Wildbachschuttkegel sind heute über und über von Vegetation und viele von Kulturen bedeckt; man sieht in der Regel keine neuen Schuttströme junger Ausbrüche, und der Wildbach selber ist stellenweise beträchtlich tief in seinen eigenen Schuttkegel eingeschnitten. Diese Erscheinung ist von Alb. Heim zuerst im Schams beobachtet worden, und er spricht von einem Absterben der Schuttkegel. Dieses Absterben muss auf verschiedene Ursachen zurückgeführt werden, auf Veränderungen der Schuttführung, des Wasserstandes und der Erosionsbasis. In vielen Fällen treffen alle drei Gründe zu, in andern nur ein oder zwei. Offenbar besassen die Seitenflüsse am Ende der Eiszeit unmittelbar nach Schwinden der Gletscher das grösste Gefälle, die grösste Wassermenge und daher auch die grösste Erosionskraft, so dass innert kurzer Zeit gewaltige Mengen des Schuttes herausbefördert wurden, namentlich in weichem Gestein. In den Kalkalpen weisen die Seitentäler mächtige Moränenmassen auf, in die sich die Bäche eingeschnitten haben, und erratisches Material kommt deshalb häufig in ihren Schuttkegeln vor. Nachdem die Gefällskurve annähernd erreicht war, nahm auch die Schuttzufuhr bedeutend ab; vielleicht waren aus klimatischen Gründen damals heftigere Wassergüsse und damit plötzlich gesteigerte Schuttführung häufiger als heute, so dass jetzt die Bäche bei geringeren Wassermengen weniger Schutt verfrachten und sich in den steilen Schuttkegel einschneiden. An vielen Orten ist aber dieses Einschneiden durch die Tieferlegung der Haupttalsohle bedingt; namentlich deutlich ist dieser Vorgang an der Saane oberhalb Hauteville bis Rougemont hinauf zu beobachten: Während der Rückzugsphasen der Eiszeit schüttete der Saanegletscher mächtige Moränen und Schotter auf, die sich 20—30 km weithin verfolgen lassen. Auf diese breiten Flächen lagerten die Bäche ihre Schuttkegel ab. Nachdem der Gletscher sich bis oberhalb Saanen und Gstaad zurückgezogen hatte, schnitt die Saane in die fluvioglacialen Felder ein, die sich nun als prächtige Terrassen erhalten haben, und infolgedessen wurden auch die Seitenbäche gezwungen, in ihre Schuttkegel und teilweise in die liegende Schotterterrasse einzuschneiden. Einen ähnlichen Vorgang hat

A. Heim von den Schamser-Schuttkegeln geschildert. Es gibt allerdings auch einige Ausnahmen hinsichtlich der Wildbachausbrüche, wie wir oben gehört haben; aber im allgemeinen sind die «abgestorbenen Schuttkegel» in unseren Alpentälern eine bemerkenswerte Erscheinung.

3. Mit wenigen allgemeinen Worten wollen wir noch das Verhalten der grösseren Flüsse in den Alpen charakterisieren; in der Art, wie sie talwärts eilen, spiegelt sich auch der Einfluss der vergletscherten Täler mit ihren Stufen, Engen und Becken wieder: In jedem Flusslauf wechseln Talstrecken der Aufschüttung oder Akkumulation mit Strecken der Tiefenerosion ab. Nach Schwinden der Gletscher füllten sich die zahlreichen Becken oberhalb der Felsriegel und Endmoränen mit stehendem Wasser; aber diese Seen fielen der Zuschüttung der Flüsse ganz oder teilweise zum Opfer: Nicht nur lagerten die Seitenbäche steile Schwemmkegel ab, die sich von den Ufern weit in den See hinaus vorbauen, viel beträchtlicher war die Aufschüttung durch die grösseren Flüsse, die weite Flächen der Seen in ebene Niederungen verwandelten. Nach der Ausdehnung dieser alluvialen Aufschüttungsebenen lässt sich vielerorts die ehemalige Seefläche feststellen. So reichte im Berner Oberland ehemals ein Talsee von Kiesen bis Meiringen hinauf; dieser «Wendelsee» wurde an vier Stellen zugeschüttet: bei Meiringen durch die Aare, bei Gsteig durch die Lütschine, bei Unterseen durch den Lombach und bei Allmendingen durch die Kander (bis Anno 1714).

Offenbar reichte der Genfersee ehemals weit ins Rhonetal hinauf, und in der Ostschweiz bestand wahrscheinlich ein dem Comersee ähnlicher doppelarmiger See, zwischen welchem sich die Churfirsten und der Säntis erhoben: Bodensee und Zürichsee bilden heute die beiden untern Enden des ehemaligen grossen Fjordes[1]), der nun fast zur Hälfte verschüttet ist. Hier und im Rhonetal zeigt sich, dass die Zuschüttung in hohem Grade von der Dichte tiefeingeschnittener, schuttliefernder Wildbäche abhängig ist: Diese beiden Haupttäler sind mit

---

[1]) Im gleichen Sinn sprach sich schon Alb. Heim aus: «Bodensee, Walensee und Zürichsee hingen einst zusammen». — Beiträge XXV. S. 476.

ihren vielen Seitentälern ausserordentlich reich an mächtigen Schuttlieferanten; dagegen führen die in Kalkgebirge eingeschnittenen Bäche der Churfirstenkette und des Mürtschenstockes trotz der grossen Gebirgshöhe so wenig Schutt, dass die seitliche Auffüllung gering geblieben ist, ebenso bei den im flacheren Molasseland liegenden Seen. Der Vierwaldstättersee besass wahrscheinlich früher noch eine grössere Ausdehnung und andere Formen: Der Bürgenstock und der Horw-Berg ragten als Inseln empor, die nun zufolge der Aufschüttung durch die Engelbergeraa und den Krienserbach landfest geworden sind, und bedeutende Buchten erstreckten sich über Alpnach, Brunnen und Altorf hinaus. Wie infolge der Aufschüttung der Lütschine und des Lombaches aus dem grossen «Wendelsee» der Thuner- und der Brienzersee entstanden, so wurde im Oberengadin durch den Schwemmkegel der seitlich von Süden her mündenden Ova da Fex der ehemals von Maloja bis Campfer reichende 12 km lange Talsee in zwei, nämlich in Silser- und Silvaplanersee geteilt, und beide werden ihrerseits durch kleinere Schwemmkegel bei Isola, Silvaplana und Campfer verkleinert; dagegen fehlt bei diesen Seen der von oben her zuströmende und auffüllende Hauptfluss. Ganz beträchtliche Ausdehnung hat die Zuschüttung des Langensees durch Tessin und Maggia angenommen. Einzelne kleinere Becken in den schuttreichen Urgebirgstälern der Hauptflüsse sind vollständig zugeschüttet worden, so Hasli im Grund und der Rätherichsboden im Aaretal: Unsere Alpenseen gehen der Vernichtung entgegen. Immerhin müssen bis zu ihrem völligen Erlöschen noch ungezählte Jahrtausende vergehen; denn es wurde berechnet, dass zur Aufschüttung des «Bödeli» eine Zeitdauer von ungefähr 20000 Jahren nötig gewesen sei[1]). Mit Bezug darauf, dass Penck (l. c. p. 1169) die seit dem Bühlstadium verstrichene Zeit auf rund 20000 Jahre schätzt, dass ferner Aare- und Lütschinegletscher im Gschnitzstadium noch in der Gegend von Interlaken endeten und dass endlich der Schwemmkegel der Lütschine grossenteils aus Glacialschotter bestehen dürfte, wie ich beobachtete, halte ich die von Ed. Steck an-

---

[1]) Ed. Steck, Die Denudation im Kandergebiet.

genommene Zahl doch etwas zu hoch; sie dürfte etwa zwischen 10—15000 liegen.

Viel weniger auffällig als die akkumulierende Tätigkeit der Flüsse ist ihre postglaciale Wirkung hinsichtlich der Tiefenerosion: Noch kein einziger Alpenfluss hat alle die Stufen und Riegel der Trogtäler durchsägt und ein ausgeglichenes Gefälle geschaffen; alle weisen noch erhebliche Stufen auf, die sich in Form von Fällen oder Stromschnellen äussern. Wohl finden sich zwischen den Felsriegeln häufig schauerliche Schluchten, die den Eindruck jugendlicher, postglacialer Entstehung machen; allein, was schon oben hinsichtlich der Bildung einiger Seitentalschluchten beiläufig bemerkt wurde, gilt auch von den Schluchten der Hauptflüsse: einige derselben weisen unmittelbar bei ihrem Eingang im Grunde Moräne aus einem Rückzugsstadium der Eiszeit auf, wie z. B. an der Saane und nach Beobachtung von A. Heim in der Via Mala am Hinterrhein; an andern Orten reichen Gletscherschliffe bis nahe auf das Flussniveau hinunter wie eben dort am Hinterrhein, an der Aare beim Grimselnollen und an der Reuss in der Schöllenenschlucht: diese Schluchten dürften zum guten Teil vor oder während der letzten Eiszeit entstanden sein; es betrifft dies in erster Linie Taleinschnitte im Bereich harter Gesteinszonen.

4. Die Uebersteilheit der Gehänge, sei es der seitlichen wie auch derjenigen im Hintergrund der Alpentäler, bewirkt vielerorts in der ausgiebigsten Weise den Absturz von alljährlich im Winter fallenden Schneemassen; es entstehen L a w i n e n. Die Lawinen bilden wie die Wildbäche eine sehr charakteristische Erscheinung der Alpen, während sie in dem reichlich durchtalten Molasseland selten sind.

Wenn J. Coaz[1]) sagt, dass «die Configuration des Bodens auf die Bildung von Lauinen und auf die Grösse derselben einen sehr gewichtigen Einfluss» habe, so können wir ihm hier durchaus beipflichten und bekräftigend bemerken, dass die Gehängeformen der Alpen die Hauptursache der Lawinen sind denn in Gebieten mit sanft geböschten Erhebungen können trotz reichlichen Schneefalles keine Lawinen entstehen. Es ist ohne weiteres klar, dass die Abwesenheit von Wald ihre

[1]) Die Lauinen der Schweizeralpen. S. 40.

Bildung in hohem Masse begünstigt, wie Coaz ausführlich dargelegt hat; seinem Buche entnehmen wir darüber folgende Angaben (p. 31): «Die Wichtigkeit der Hochwaldungen zum Schutze gegen Lawinen haben schon die ältesten Bewohner der Alpen erkannt, sie in ihrem Sinne geschont, später zum Schutz von Ortschaften, einzelnen Gebäulichkeiten, Strassen etc. in Bann getan, wodurch sie den Namen Bannwaldungen erhielten. — Aber auch die Hochwaldungen und wenn sie nach den besten Regeln der Forstwirtschaft als Schutzwaldungen behandelt werden, vermögen doch nicht überall der Bildung von Lawinen zu begegnen. Es ist letztern nämlich klimatologisch eine gewisse, hier etwas tiefere, dort höhere Grenze gesteckt, über die hinaus die Holzarten der Hochwaldungen nicht mehr gedeihen. Nun beginnen zahlreiche, ja die meisten Lawinen ob der Waldvegetationsgrenze. Sind sie klein oder der Abhang nicht sehr steil, so brechen sie anfangs nur Keile in die Waldungen, die aber bei jedem Sturz tiefer dringen und sich endlich durch den ganzen Wald durchziehen. Grosse Lawinen in steilen Hängen brechen sich gleich beim ersten Sturz durch die wurzel- und stammfestesten Waldungen ganzer Bergseiten bis in die Talsohle kahle Streifen». (Vergl. hierzu Fig. 3.)

Wenn wir die Abhängigkeit der Lawinen von den Formen des Untergrundes etwas näher beleuchten wollen, so können wir folgende Fälle unterscheiden:

a. Zahlreiche Lawinen entstehen am Trogrand der steilgeböschten, tiefeingeschnittenen Taltröge, wo der Schnee infolge der grossen Steilheit am ehesten in Bewegung gerät und zufolge der bedeutenden Höhe der Talflanken zu verheerenden, alles mitreissenden Massen anschwillt, die sich, zu festen Schneekegeln zusammengepresst, tief unten im Talgrund ausbreiten. Das hervorragendste Gebiet dieser gleich den jungen Wildbächen an der Trogschulter beginnenden Lawinen ist das Urserental. Nach der dem Buche von Coaz beigelegten «Lawinenkarte des Gotthardgebietes» entfallen von den 273 Lawinenzügen des Urserentales (mit den Quelltälchen der Reuss) etwa 230 auf solche, die am Trogrand entstehen. Nun liegen hier die Verhältnisse hinsichtlich ihrer Bildung infolge der im Mittelalter erfolgten Entwaldung besonders günstig. Aber auch ohne dies wäre das Urserental sehr lawinenreich; denn die Wald

grenze dürfte hier nach Imhof wenig höher als 1800 m liegen[1], während die Trogschulter sich in 2000—2200 m befindet. So kann es geschehen, dass zufolge dieser Verhältnisse in vielen Tälern der an den Talflanken stehende Wald von den Lawinen, die 2—300 m über der Waldgrenze entstehen, durchbrochen wird.

b. Der Bildung von Lawinen sind ferner die tiefeingeschnittenen, steilen Einzugstrichter «reifer» Wildbäche günstig. Darüber finden wir bei Coaz einige wenige Angaben, so z. B.: «Gar manche Lawine bricht in unwirtlichen Felshängen los und stürzt sich in wilde Schluchten ohne alles Kulturland. Der Schaden dieser Lawinen liegt darin, dass sie das Verwitterungsmaterial mit sich in die Tiefe reissen und dort anhäufen, das dann bei Hochwasser in die kultivierten Ländereien der Täler hinausgeführt wird. — Die zahlreichen Rinnsale der Churfirsten bis zum Alvier bezeichnen die Bahnen ebenso vieler Lawinen.» Walser bemerkt, dass der mit Erde durchsetzte Lawinenschuttkegel zur Fruchtbarkeit des Talgrundes nicht unwesentlich beitrage[2]). Dagegen fällt in Betracht, dass solche Lawinen die am Ausgang der Wildbachrunsen liegenden Ortschaften gefährden, wie das z. B. bei Grengiols im Wallis der Fall war.

c. Eine weitere Art ihres Auftretens ist an die Kare geknüpft, die Coaz[3]) mit Mulden im Hochgebirge bezeichnet, «aus welchen sich die Seitenwände schroff zu den Gräten und Spitzen emporheben. Der Schnee wird von diesen Höhen heruntergeweht und stürzt ferner in zahlreichen Lawinen in den Schoss der Mulde herunter, wo er sich zu gewaltigen Massen ansammelt und bis zur Schneeschmelze lagert. Tritt letztere ein, so fliesst das massenhafte Schmelzwasser am Grund der Mulde zusammen und vereinigt sich mit dem dortigen Quellwasser. Hierdurch gerät die gesamte, stark durchtränkte, schwere Schneemasse in anfangs ganz unmerkliche Bewegung nach dem Ausgang der Mulde, welche indes an den Schründen, am Fusse der steilen Einwandungen, immer mehr sichtbar

---

[1]) Die Waldgrenze in der Schweiz S. 251. Beitr. zur Geophysik, IV, 1900.

[2]) Landeskunde der Schweiz S. 75. Samml. Göschen 1908.

[3]) l. c. p. 40.

wird. Ist die unterste Schneemasse so weit in das steilere Gefälle der Bergseiten vorgeschoben worden, dass sie eine raschere Bewegung annimmt, so drängt die übrige Schneemasse nach, und es stürzt mit fürchterlichem, weit durchs Gebirge hin dumpf rollenden Donner eine Grundlauine zu Tal».

Aus dieser Darstellung können wir erkennen, dass es sich um Bildung von Lawinen in jugendlichen Karnischen handelt, die einen schwach auswärts geneigten Boden besitzen. Gerade durch solche Lawinen sind die Orte Fontana, Villa, Ossasca und Bedretta öfters heimgesucht worden. Aber nicht weniger häufig treten Lawinen auch in allen andern Karen auf; hierbei kann es vorkommen, dass die Schneemassen in Karseen stürzen und solche zum plötzlichen Ueberfliessen veranlassen, wie folgende Fälle zeigen, über die Coaz berichtet (p. 83): «Ob Roche, im Tale de l'Eau Froide, liegt 1454 m über Meer ein kleiner See gleichen Namens, auch Lac de Nervaux genannt. In den Jahren 1852 und 1871 stürzten Lauinen in den See und drängten das Wasser aus seinem Becken hinaus, das sich dann verheerend in die Rhoneebene und bis in den Leman stürzte.» Ein ähnlicher Fall ereignete sich im Gadmental, Kanton Bern; die Verhältnisse sind die folgenden: Unweit Gadmen liegt im trogförmigen Haupttale in 1180 m der Weiler Anderegg, und zwar gegenüber der Mündung eines Baches, der einem hohen Karsee entquillt; das ist der in 2138 m Höhe liegende Gadenlauisee, «in welchen vom Gadenlauiegg Lawinen herunterstürzen. Gewöhnlich brach die Eisdecke des Sees unter dem Drucke der Lauine ein, so dass letztere zurückgehalten wurde und nur etwas Wasser mit Schnee gemengt ins Tal sich ergoss. Vor einigen Jahren nun war das Eis so fest gefroren, dass die Lauine über den See hinausfuhr, den Wald des Talhanges niederwarf, drei Häuser in Anderegg zertrümmerte, und die Bewohner derselben erdrückte».

d. Allgemein bekannt ist endlich das Auftreten der Lawinen in den steilen Steinschlagrinnen der wilden Felsabstürze am Nordabhang der Schrattenfluh, des Hohgant, des Sigriswilergrates, des Gemmenalphorns, der Dent de Brenleire etc.; noch bis spät in den Sommer hinein kann man Lawinenreste am unteren Ende der Rinne auf der Spitze des Sturzkegels bemerken. Solche Erosionsformen können auch in den grossen

Karen vorkommen, wie wir hörten, und mit ihnen zugleich die ihnen entsprechenden Lawinen, die in den ausserordentlich steilen Einzugstrichtern entstehen.

Ausser diesen vier verallgemeinerten, kurz angedeuteten Erscheinungsformen der Lawinen gibt es noch zahlreiche andere, die sich an ebensoviele verschiedenartige Erosionsformen knüpfen. Genauere Angaben über das Auftreten der Lawinen wären wünschenswert. Zum Schluss mag kurz noch erwähnt werden, dass nach Coaz eigentliche Lawinen in den Cevennen und im Apennin fehlen; dagegen sind sie in den Pyrenäen, im Schwarzwald, in der Tatra, im Kaukasus und im norwegischen Gebirge häufig: alles Gebirge, die, wie wir hörten, sich durch steilwandige alte Gletschertäler und Kare auszeichnen.

5. Aehnlich wie die Lawinen zeigen auch die Gletscher eine in hohem Grade ausgesprochene Abhängigkeit von den alpinen Talformen. Tröge und Kare sind Hohlformen, die sich leicht mit Gletschern füllen; sie gewähren ihnen nicht bloss Raum zur Ausbreitung, sondern auch bestimmte Expositions- und Beschattungsverhältnisse, begünstigen also deren Ausdehnung und Erhaltung in einem gewissen, durch ihre Gestaltung vorgezeichneten Umfange. So sehen wir noch heute sich zahlreiche Gletscher auf Kare beschränken oder in Trögen enden.[1]) Die alpine Vergletscheruug war während des Eiszeitalters durch gewaltige Eisströme ausgezeichnet, welche die Täler durchflossen; es waren also riesige Talgletscher, die auch die heutigen Talformen geschaffen haben; dagegen ist die Vorgletscherung der Jetztzeit durch das Vorherrschen von Kar- und Gehängegletschern charakterisiert, welche als ausserordentlich stark zusammengeschrumpfte Lebewesen in den ihnen meist viel zu grossen Hohlformen liegen.

Nicht ganz denselben Eindruck machen allerdings Gletscher, die gewissermassen als Uebergangsformen von den diluvialen zu den vorherrschenden recenten Gletschern aufzufassen sind, nämlich die grossen Talgletscher unserer Alpen. So bietet namentlich der grosse Aletschgletscher in erster Linie das Bild einer alpinen Landschaft der Eiszeit: Aus breiten, gealterten, im Halbkreis den Talschluss umgebenden Ursprungskaren

[1]) Nach Penck, P. u. B. 376.

quellen mächtige Firnmassen, die sich zu der 19 km langen Gletscherzunge vereinigen, und in den steilen, aber nicht trichterförmigen Seitenkaren liegen Firnmassen, die sich dem Hauptgletscher zum Teil noch anschliessen, zum Teil aber als Gehängegletscher über ihm enden, was ehemals nicht der Fall war, als die Schneegrenze tiefer lag. Dass der Gletscher bedeutend zusammengeschrumpft ist, geht nicht nur daraus hervor, dass unterhalb des Konkordiaplatzes an den Seiten die steile Trogwand bis zum Gletscherende hinab auftaucht, sondern dass heute — im Gegensatz zu einst — auch die Firnmassen der Ursprungskare in einer Stufe zum Gletscher abbrechen. Auffälliger noch ist das Einschrumpfen am Fieschergletscher bemerkbar; viel mehr jedoch am Unteraargletscher, dessen schuttbedeckte Zunge ja schon beim Abschwung von 300 m hohen Trogwänden überragt wird, über welchen in typischen Seitenkaren am Hühnerstock-Grat kleine Gletscher liegen, die sich einst dem Eisstrom angeschlossen hatten; dagegen fliessen ihm noch vom beschatteten Hange der Scheuchzerhornkette mehrere seitliche Hängegletscher zu. Noch bietet der Oberaargletscher einige Anklänge an eiszeitliche Gletschertypen; dann aber müssen wir einen Sprung ins Wallis hinüber machen, um noch solche wahrzunehmen, so besonders in der Umgebung von Zermatt und Arolla. Je höher die Schneegrenze liegt oder je weniger hoch eine Gebirgsgruppe in die klimatische Schneelinie hinaufreicht, desto schmächtiger werden ihre Gletscherzungen, da die Ernährung derselben sowohl durch Firn der Ursprungskare wie der Seitenkare mehr und mehr abnimmt und sich verlangsamt. Die nächste Folge dieses Vorganges ist bei einem einfachen, d. h. nicht aus mehreren Zungen zusammengesetzten Gletscher die Unterbrechung der Firnzufuhr von Seite der am sonnigen — meist nach Süden geneigten — Gehänge liegenden Seitenkare, in denen die Schneegrenze höher ist als in den beschatteten. Einen solchen Fall bemerkten wir schon beim Unteraargletscher; ähnliches bereitet sich vor am Otemmagletscher, und fast abgeschlossen ist dieser Schritt am Gerengletscher, ganz dagegen schon an Bächligletscher, Kehlegletscher und Wallenbühlgletscher, ferner auch am Fornogletscher Dieser Vorgang erfährt natürlich eine Begünstigung, wenn die beschatteten Gehänge zugleich auch an einer höhern Kette liegen.

Das zweite Stadium des Gletscherschwundes wird erreicht, wenn die Gletscherzunge einzig nur noch aus dem Ursprungsgebiet ernährt wird, während die auf beiden Trogschultern liegenden Firnmassen in ihren Nischen als Hänge- oder Kargletscher abschmelzen. Wo nun das Ursprungsgebiet gross ist, so zum Beispiel überall da, wo ausgedehnte Firnhochflächen oder gealterte Kare auftreten, da kann sich noch eine bedeutende Gletscherzunge entwickeln, so am Findelengletscher, Zinalgletscher, Roseggletscher, Triftgletscher, Grindelwaldgletscher, Gauligletscher, Zmuttgletscher usw.

Je nach den topographischen Verhältnissen erfährt die Zunge der Talgletscher verschiedenartige Formen:

a. Einige Gletscher enden mit ziemlich breiter bis tatzenförmiger Zunge auf dem ebenen Boden eines Talbeckens im Hintergrund eines Trogtales, so der Rhonegletscher am Ende des 18. und in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts[1]), der Zmuttgletscher, der Glacier de Moiry, der Arollagletscher, der Unteraar- und Oberaargletscher, der Ghiacciaja dell'Albigna, der Roseg-, Tschierva- und der Morteratschgletscher.

b. Andere Gletscher weisen ein mächtiges Firnfeld auf, von dem eine zumeist schmale oder kurze Zunge über die oberste Talstufe des Haupttales herunterhängt, wie beim Rhonegletscher heute, beim Gornergletscher, Griesgletscher, Glacier de Durand de Seilon, Glacier d'Otemma, Glacier du Trient, Räzligletscher, Lämmerngletscher, Alpetli- oder Kandergletscher, Tschingelgletscher, Baltschiedergletscher, Glattenfirn, Hüfigletscher, Vadret da Fedoz, Vadret di Scerscen, Paradies- oder Rheinwaldgletscher usw. (Vergl. Fig. 3.)

c. Im Gegensatz zu diesen beiden Arten erscheinen viele seitlich über dem Haupttal liegende Talgletscher, deren lange Zunge sich gegen das Ende immer mehr zuspitzt und sich schliesslich jäh in die Schlucht oder Rinne des stufenförmig ins Haupttal mündenden Seitenbaches hinabsenkt; ein prachtvolles Beispiel dieser Art bietet der grosse Aletschgletscher, dann der Findelengletscher, der Gl. de Corbassière, der Gl. de

---

[1]) Vergl. Taf. I und IV bei A. v. Böhm, Geschichte der Moränenkunde.

Breney, der Gl. des Bois (Mer de Glace) bei Chamonix, der Fornogletscher, und in gewissem Sinne gehört hierher auch der Fiescher Gletscher, dessen Ende durch eine Felsrippe in zwei Zipfel geteilt wird, die sich beide in die Furchen der zwei ihnen enteilenden Bäche hinabsenken.

Wo sich die Zunge eines grossen Seitengletschers in das nur im Hintergrunde vergletscherte, trogförmige Haupttal hinaberstreckt, wird der Talfluss zu einem See gestaut, so der Mattmarksee durch die Zunge des Allalingletschers, der Lac de Combal durch den Glacier de Miage.

Allmählich nimmt die Hauptgletscherzunge mehr und mehr ab; der Gletscher zieht sich auf das grosse Firnfeld als Plateaugletscher zurück (Saanegletscher).

Wenn aber über dem Taltrog annähernd gleichmässig grosse Kare liegen, so gestaltet sich danach auch die Gletscherentwicklung in übereinstimmender Weise, indem bei hoher Lage der Schneegrenze der Firn über dem Trogrand abschmilzt, so dass sich zahlreiche kleine Gletscherindividuen bilden; dann reden wir von Kar- und Hängegletschern, deren Formen im einzelnen zwar ausserordentlich verschieden sein können. Das Bild eines Taltroges mit vergletscherten Ursprungskaren bieten das Laquintal bei Simpeln, das Täschalptal bei Zermatt, das Val Bevers am Piz d'Err, Val Cornera; das Wendental, ferner das Isental und das Kanaltal nördlich vom Rheinwaldhorn; in gewissem Sinn auch das an Seitengletschern reiche Meiental. Kare, die heute vergletschert sind, werden aktive Kare genannt; da, wo aber die zwischen den Karen vorspringenden Bergrippen fehlen und sich über dem Trogschluss eine Terrasse herumzieht, kann der Hängegletscher annähernd die Form eines Halbmondes annehmen, wie z. B. der Ghiacc. di Muccia am Zapporthorn, der Glacier des Martinets, Glacier des Fonds ob Finhaut, der Strubelgletscher, der Bietschgletscher u. s. w.[1]) Wo ein seitlicher Kargletscher hoch über der Flanke des Haupttrogtales endet, können bei gelegentlichen Vorstössen Eisblöcke abbrechen, und grössere Eismassen veranlassen dann eine bedeutende Aufstauung des Haupttalbaches; es bilden sich Stauseen, die durch plötzliche Entleerung Kulturen und Menschen

---

[1]) Vergl. hiezu Fig. 3, S. 37, links im Seitental.

in Gefahr bringen; solche Fälle ereigneten sich am Giétrozgletscher im Drancetal. Aehnliche Abstürze führen zur Bildung von sog. regenerierten Gletschern, wie am Schwarzwaldgletscher.

Schliesslich finden sich ganz kleine Gletscher nur noch rings an den höchsten Hängen mächtig aufragender Karlinge; bald schmelzen diejenigen an der Sonnseite weg, und wenn endlich auch in den schattigen Runsen und Nischen der Firn verschwunden ist, so unterliegt das Gebirge wieder vollkommen der Abtragung durch das fliessende Wasser. In den Schweizeralpen lassen sich sämtliche Uebergangsformen der Vergletscherung bis zu deren Ende feststellen.

6. Auffallenderweise vermögen die Alpentäler zufolge ihrer gewaltigen Eintiefung in erheblicher Weise auch einen Einfluss auf die klimatischen Verhältnisse auszuüben.

Wie Hann[1]) nachgewiesen hat, finden wir statt der normalen Temperaturabnahme mit zunehmender Höhe eine im Winter regelmässig auftretende Temperaturzunahme mit der Höhe, und diese Temperaturumkehr beruht auf der besonderen Form der Täler: In gewissen abgeschlossenen Talkesseln sammelt sich im Winter die schwere, kalte Luft zu förmlichen Kälteseen, die von der Luft der Gehänge immer neue Zufuhr erhalten. Dann geschieht es, dass jeweilen längere Zeit auf Berghöhen und Terrassen mitten im Winter eine auffallende Wärme herrscht, während die Täler starken Frost haben. Gleichzeitig damit bedeckt meistens eine mehrere hundert Meter dicke Nebelschicht Täler wie Niederungen, ein Effekt der starken Erkältung der untersten Luftschichten. Dagegen ist die Luft auf den Abhängen und Berggipfeln sehr trocken. Demzufolge besitzen hochgelegene Talterassen eine ausgesprochene klimatische Begünstigung vor den tiefen Talsohlen.

In den Talbecken von Kärnten ist die Wärmezunahme mit der Höhe im Winter so populär, dass sie zu dem Sprichworte Veranlassung gab: «Steigt man im Winter um einen Stock, so wird es wärmer um einen Rock».

7. Vegetation. Nach Schwinden der Gletscher drang, die Gehänge mit zartem Grün bekleidend, zunächst die eigenartige Hochgebirgs-Flora vor, die zahlreiche Pioniere bis zur

---

[1]) Handbuch der Klimatologie. Stuttgart. 1897.

Schneegrenze hinauf aussandte, und noch höher emporrückten namentlich verschiedene Arten der Nivalpflanzen vor; so kommt z. B. Ranunculus glacialis noch auf der Spitze des Finsteraarhorns vor[1]); in den zahlreichen im Erlöschen begriffenen Seen und Sümpfen unterhalb der Gletscherenden entstanden allerlei Moose[2]). Ungefähr bis zu einem Abstand von 850 bis 900 m unterhalb der Schneegrenze rückte der Wald empor, der hauptsächlich die Talsohlen, Schuttkegel und die steilen Talflanken bekleidete, trotzdem seine Existenz gerade hier in erster Linie von Lawinen bedroht ist, viel mehr als etwa von Steinschlag: an senkrechten oder gänzlich glatt abgeschliffenen Trogwänden vermochten nur wenige Pflänzchen anzuhaften, indem sie ihre Wurzeln in kleine Spalten und Ritzen setzten. An sonnigen, windgeschützten Hängen stieg der Wald höher hinauf, als da, wo er kalten Gletscherwinden oder stärkerer Beschattung ausgesetzt war[3]). Im Landschaftsbild kommt der Wald nirgends wie in den Alpen zur Geltung. Denn da ihm klimatisch eine Grenze gesetzt ist, oberhalb der er nicht mehr gedeiht, so treten an langhinstreichenden Bergketten die verschiedenen Regionen übereinander ausserordentlich deutlich hervor; es können hierbei drei Fälle hinsichtlich der Höhe der Waldgrenze unterschieden werden (vergl. Fig. 3):

a. Die steilen Trogwände tragen einen dunkelgrünen Mantel zusammenhängender Waldungen, in die durch Lawinen oder Wildbäche schmale Streifen eingerissen worden sind; über der Trogschulter hoher Täler aber breiten sich hellgrüne Polster der Gräser und Alpenblumen aus; sie überziehen die ausgedehnten diluvialen Felsterrassen und die unteren Gehänge der über den Terrassen erscheinenden Kare. In der Höhe endlich legt sich über das Grün der gezackte, graue Gürtel der Felsregion, die in die Zone der Firnflecken übergeht, welch letztere die Nähe der Schneeregion ankündet.

---

[1]) Vergl. Paul Jaccard: Flora; Die Schweiz, Verlag Attinger. Neuenburg, 1909. S. 196.

[2]) Vergl. E. Desor, Agassiz und seiner Freunde geol. Alpenreisen 1847. S. 203.

[3]) Vergl. E. Imhof. Die Waldgrenze der Schweiz. Gerlands Beitr. Bd. IV. 3. 1900.

b. Während im ersten Falle die Waldgrenze mit der Höhe der Trogschulter zusammenfällt, wie z. B. in Goms, greift der Wald in allen den Tälern weit darüber hinauf, welche über dem Taltrog tiefere Terrassen aufweisen, so etwa der Hasliberg, die Braunwaldterrasse und Terrassen im Tessintal; diese liegen unter der Waldgrenze.

c. Andrerseits gibt es sehr viele Hochtäler, deren Trogschulter höher liegt als die Waldgrenze; der zusammenhängende Wald bleibt dann unter dem Terrassenrand und löst sich schon an der steilen Trogwand auf; dies ist der Fall in zahlreichen Tälern in der Umgebung von Davos. — Ganz allgemein aber ist die dunkle Waldbekleidung der Trogflanken bis ungefähr zur Trogschulter hinauf, über welcher die Alpweiden sich ausdehnen, eine charakteristische Erscheinung im Landschaftsbild unserer Alpentäler.

Im Gegensatz zu den dunkelgrünen Nadelholzwaldungen der höheren Talflanken sind vielerorts die Talsohlen — namentlich die sanftgeneigten Schuttkegel — tief eingeschnittener Täler mit hellgrünen Wäldern von Laubhölzern besiedelt worden, die eine gleichmässigere, weniger grossen Schwankungen ausgesetzte Jahrestemperatur bevorzugen.

In allen diesen Regionen machte sich bald eine den besonderen Lebensbedingungen angepasste Tierwelt heimisch, und endlich erschien in den Alpentälern der Mensch.

B. Die Bedeutung der Alpentäler für den Menschen.

1. Die Bedeutung alpiner Talformen für den Menschen spiegelt sich zunächst in der Art und Weise der ursprünglichen Besiedelung wieder.

Es liegen keine Spuren vor, welche beweisen würden, dass die Alpentäler während der Interglacialzeiten vom Menschen bewohnt gewesen wären; aber zahlreich sind die Funde, die menschliche Besiedelung des Alpengebietes unmittelbar nach Schwinden der Gletscher noch in prähistorischer Zeit bezeugen.

Allerdings war das Vordringen des Menschen in die Alpentäler hinauf in der älteren Steinzeit nicht möglich; denn damals besassen die Gletscher immer noch eine bedeutende

Fig. 10. **Glacialgeschliffene, hohe Terrasse eines Trogtales.**
(Aaretal beim Unteraargletscher. Phot. H. Mettler).



Fig. 11. **Vergletscherte, hohe Talterrasse eines Trogtales.**
(Brunnifirn, Voralptal, Kt. Uri. Phot. H. Mettler).



Ausdehnung, nämlich die des im Bühlstadiums; aber im Gebiet der Jung-Endmoränen hausten Menschen als Jäger in Höhlen. Zur jüngeren Steinzeit dagegen bauten sie ihre Hütten auf den Seen des Mittellandes. Wahrscheinlich wagten sich schon während des Daunstadiums einzelne Jäger in die von den Gletschern verlassenen Böden der Alpentäler hinauf.

In der Broncezeit, die jünger ist als das Daunstadium,[1]) fand dagegen schon ein lebhafter Verkehr über die Pässe gegen das Engadin, über Flüela und Albula statt;[2]) auch das Wallis muss in der Broncezeit dicht bevölkert gewesen sein, besonders in der Gegend von Sitten, und schon damals standen die Bewohner des Berner Oberlandes über die Gemmi mit den Wallisern in Verbindung.[3])

Wenn auch die heutigen Formen der menschlichen Wohnungen aus viel späteren Zeiten stammen, so ist wahrscheinlich doch schon der prähistorische, keltische Alpenbewohner zufolge der physikalischen Verhältnisse der Täler zum gleichen Wirtschaftsbetrieb gezwungen worden, wie er noch heute ausgeübt wird: der Mensch war Ackerbauer und nomadisierender Hirte zugleich.[4]) Die ursprünglichen, offenbar sehr einfachen Wohnstätten, Hütten aus rohen Baumstämmen und Aesten, sind nicht mehr vorhanden; sie sind teils, infolge der häufigen Kriegszüge und Völkerwanderungen, in Rauch aufgegangen, teils haben sie besseren Einrichtungen Platz machen müssen; aber ihre Lage hat sich erhalten; denn an ihrer Stelle wurden später neue, festere und grössere Häuser aufgeführt, deren architek-

---

[1]) Nach Penck: P. u. B. 440.

[2]) Vergl. Heierli, Urgeschichte der Schweiz. Zürich, 1901. S. 237.

[3]) Vergl. Die Schweiz. Verl. Attinger. Neuenburg, 1909. S. 622.

[4]) Schon Anno 280 vor Chr. war den Römern die Bezeichnung «Alp» bekannt. «Wahrscheinlich hiess damals schon bei den anwohnenden Kelten, wie heute noch, Alp eine Bergweide, die im Sommer mit Milchvieh besetzt und nicht zur Heugewinnung abgemäht wird», sagt B. Studer, Gesch. der phys. Geogr. der Schweiz. 1863. S. 8. Vielleicht, so meinte schon J. J. Scheuchzer, kommt das Wort Alp vom lateinischen «albus», weiss. Dem Aufsatz von Dr. H. Dübi, Die Feldzüge der Römer in den Alpen (Jb. S. A. C. 16. Bd. S. 468), entnehmen wir, dass römische Schriftsteller, wie Diodor und Polybius, die damaligen Alpenbewohner als Ackerbauer und Viehzüchter hinstellen, die zugleich Jäger waren.

tonischer Ausbau wie die Ortsnamen im Gebiet der Schweizeralpen auf die von Norden andringenden Germanen (Alamannen, Burgunder) und auf die von Süden kommenden Romanen schliessen lassen. Man darf wohl annehmen, dass namentlich die meisten Dorfsiedelungen der Talsohlen während der Bronce- und der Eisenzeit in ihrer Anlage entstanden und dass in der römischen und der alamannischen Epoche die heutigen Verhältnisse zum grössten Teil geschaffen wurden: Kleinere Talsiedelungen entwickelten sich zu grösseren Dörfern, und an abgelegenen, bisher vielleicht nur vorübergehend bewohnten Orten, wie auf höheren Terrassen und Hängen, entstanden dauernd bewohnte Höfe und Weiler.

Nach den orographischen Verhältnissen zu schliessen, gestaltete sich der Vorgang der Besiedelung der Alpentäler etwa in folgender Weise (vergl. hiezu Fig. 3):

a. Beim Vordringen aus den Niederungen des Vorlandes in die Alpentäler hinauf musste der prähistorische Mensch vielerorts Kähne benutzen, die ihn die meisten langgezogenen Seen hinauftrugen; denn noch war kein Weg gebahnt durch die dichten Wälder der Bergabhänge oder den steilen Felswänden entlang. Aber an den Ufern der Seen luden die sanft geneigten, weit vorspringenden Schwemmkegel der Bäche zur Besiedelung ein: hier fand sich unter den Laubwäldern reichlich Humuserde, dehnten sich breite Flächen für Felder und Wiesen aus und sprudelte gutes, frisches Wasser des Baches. Je grösser der Schwemmkegel, desto grösser ist heute die Siedlung; doch waren die Ansiedler vorwiegend Fischer, und sie bauten ihre Hütten dem See entlang, in Form eines Reihendorfes. Als solche Schwemmkegelsiedelungen können wir betrachten: Vevey, Montreux, St. Gingolph; Oberhofen, Merligen, Leissigen, Därligen; Bönigen, Oberried, Brienz; Sachseln; Beckenried, Sisikon, Isleten; Murg, Terzen, Quinten, Mols; Campfer, Silvaplana, Isola; Novate, Verceja; Gera, Domaso, Gravedona, Dongo, Dervio, Bellano, Mandello, Menaggio, Melano; Locarno, Ascona, Cannobbio, Maccagno, Cannero u. s. w.

b. In etwas anderer Weise verfuhr der Mensch in den grossen Alpentälern, die breite, sumpfige, den Ueberschwemmungen der Flüsse ausgesetzte Talsohlen aufweisen: Schutz vor Ueberschwemmungen, sonnige, trockene Lage, gutes, reich-

liches Wasser und fruchtbaren Boden boten die weit vorgebauten, «abgestorbenen» Schuttkegel der zahlreichen Seitenbäche in den Alpentälern.[1]) So bauten die Alpenbewohner nicht unten am Saum, sondern oben gegen die Spitze des Schuttkegels zu, gedrängt zusammen ihre Häuser; es entstanden hier Haufendörfer. Wohl überführte gelegentlich einmal ein Wildbach einen Teil des Schuttkegels mit grobem Schutt; aber nach und nach lernte der Mensch den Bach, den er seines Wassers wegen nicht missen konnte, zähmen, und da, wo beständig Gefahr drohte, entstanden keine Siedelungen, dagegen häufig auch auf den weniger steilen Schutthalden am Fusse der Felswände. Nur gegen die Lawinen war man nicht überall genügend gesichert, auch wenn die Häuser unter dem dichten Wald der Talflanke Schutz suchten, wie z. B. im Bedrettotal und Wallis. Unzählig sind die Siedelungen, die auf den Schuttkegeln in unseren Alpentälern erstellt wurden.[2]) Das Leben der Bewohner solcher Dörfer am Ausgang kleiner Seitentäler ist in nahezu übereinstimmender Weise durch diese engen geographischen bezw. orographischen Verhältnisse geregelt; ihre Bedürfnisse verlangten weder fremde Handelsbeziehungen noch eine besondere Bildung. Ihr Verkehr führte sie gewöhnlich nicht aus ihrem Tal hinaus, sondern beschränkte sich auf die alljährlichen Wanderungen vom Tal zur Alp hinauf: Unten auf dem Schuttkegel steht im Dorf das eigentliche Wohnhaus, das von Garten und Aeckern umgeben ist. Durch den schmalen Talweg des Baches hinauf gelangt man auf sanfter geneigte Gehänge oder Böden in der Waldzone. Auf

---

[1]) Da, wo Schotterterrassen auftreten, treffen wir ebenfalls Siedelungen an, aber meist auf den die Terrasse überlagernden Schuttkegeln wie z. B. Grandvillard, Albeuve, Villarvolard etc. Erst in neuester Zeit sind zufolge von Verbauungen grössere Siedelungen in den ebenen Talsohlen entstanden, sogenannte Bodensiedelungen.

[2]) Diese Tatsache ist für das Berner Oberland schon vor bald hundert Jahren von K. L. Tscharner mit folgenden Worten festgelegt worden: «Beynahe alle Dörfer längs der beyden Seen, und man könnte fast sagen, im ganzen Oberland ruhen auf solchen Schuttkegeln.» (Reise in die Alpen von F. N. König. Bern, 1814. S. 148). Vergl. ferner F. Löwl, Siedlungsarten in den Hochalpen, Forsch. z. deutsch. Landes- und Volkskunde. Bd. II. Stuttgart, 1888.

solchen Stellen wurde der Wald geschlagen; hier entstanden die Vorsassen oder Maiensässe, wo geweidet und Heu gewonnen wurde; und endlich fanden sich über dem Wald in der Zone der Alpenflora die breiten, hohen Talterrassen und die flachen Böden grosser Karnischen, wo überall herrlich duftendes Sommerfutter zum kurzen Weidgang einlud.

c. Die höchstgelegenen, nur im Sommer bewohnten Sennhütten der Voralpen können zum grossen Teil als Karsiedelungen bezeichnet werden; denn viele liegen auf der Fels- oder Moränenschwelle dieser Nischen oder Kessel, und zwar vereinzelt in kleinen oder zu Gruppen in grösseren Karen oder auf den Stufen von Kartreppen; reich an solchen Karsiedelungen sind Niesen- und Faulhornkette, Stockhorn-Vanilnoir- und Tornettakette.

d. Wo breite Terrassen in die Waldregion hinabreichen, musste der Wald nicht nur der Weide weichen, sondern vielfach entstanden hier auch an sanften, sonnigen Gehängen ständig bewohnte, von Getreidefeldern umgebene Siedelungen; denn nicht nur zur Sommerszeit, in frischerer, kühler Luft, sondern umgekehrt auch im Winter ist hier ein angenehmes Wohnen unter den warmen Strahlen der Sonne, während in den Tälern ein dicker Nebel liegt. Dörfer auf hohen Talterrassen haben heute zufolge ihrer klimatischen Begünstigung eine besondere Bedeutung gewonnen. Als Hang- oder Terrassensiedelungen wären hervorzuheben: Mürren, Wengen, Beatenberg (ein schönes Beispiel eines Reihendorfes auf schmaler Terrasse), Sigriswil, Hasliberg (eine Reihe von Weilern darstellend), Emmeten; eine entsprechende Lage weisen zahlreiche Dörfer im Wallis bis Bellwald auf, ferner solche im Vorderrheintal und im Tessintal, hier z. B. Sobrio, Cavagnago, Anzonico, Colonico und noch andere über Faido gelegene. Während in breiten Trogtälern die Schuttkegelsiedelungen der Talsohlen gegenüber den Terrassen- und Hangsiedelungen in der Mehrzahl sind, kommen in gewissen andern Tälern nur Terrassensiedelungen vor, nämlich überall dort, wo in ein verhältnismässig breites Seitental infolge der Uebertiefung des Haupttales der Seitenfluss eine tiefe, jugendliche Schlucht eingeschnitten hat, so dass der frühere Talboden zu beiden Seiten derselben als Terrasse erscheint, wie im Lugnetz, Schanfigg und im Engst-

ligental; in diesen Tälern bietet die heutige Talsohle keinen Raum für grössere Ortschaften.

e. Eine fünfte Art der Siedelungen ist geknüpft an die sowohl mitten in der Talsohle, wie an den Ufern von Seen sich erhebenden Felshügel, Riegel oder Rundbuckel. Schon in prähistorischer Zeit mochten viele solcher Riegel am Ausgang grösserer Täler als Refugien oder als Wachtpunkte zur Sicherung gegen feindliche Ueberfälle benutzt worden sein.



Fig. 12. **Beispiel einer Felsbuckelsiedelung** (Tarasp.)

Seitdem aber die Alpenbewohner grösseren Staatswesen untertan waren, also seit der Römerzeit, erwuchs die Notwendigkeit der Anlage besonderer Siedelungen als Sitz der Verwaltung, der niederen Gerichtsbarkeit und infolgedessen auch als strategischer Punkt, und so wurden auf weitüberschauenden Felshügeln die Burgen erbaut, die befestigten Orte.[1]) Nach und nach entstanden unterhalb der Burg die Häuser für Gewerbetreibende und Händler: ein befestigtes Dorf, wie Château d'Oex, Wimmis, Ringgenberg, Sargans, Tarasp, Rudenz und viele andere; und wo günstige Verkehrsverhältnisse herrschten, ent-

[1]) Eine ähnliche Bedeutung können Bergsturzhügel (Toma) erhalten, wie z. B. bei Siders.

wickelte sich zufolge des Marktrechts eine Stadt, wie Thun, Greyerz, Sitten, Bellinzona, Chiavenna etc. Da, wo eine Burg auf einem talabschliessenden Felsriegel erstand, hat sie bis heute ihren strategischen Charakter bewahrt, wie St. Maurice, Luziensteig, Bellinzona, Süs usw. Zahlreich sind aber in den Alpentälern die Ruinen von Burgen, die zuletzt den Charakter von Raubburgen gezeigt oder deren Herren ihre Macht missgebraucht haben, so dass infolgedessen die unterdrückten Alpenbewohner zu den Waffen griffen, die Burgen brachen und sich die Freiheit errangen.

2. Eine grosse Bedeutung üben die alpinen Talformen auf die Verkehrsverhältnisse aus. Wo Stufen auftreten, müssen die Wege in zahlreichen Windungen bergan geführt werden, und das ist namentlich am Ausgang der Hängetäler der Fall, oder auch da, wo grosse Stufen die Haupttäler durchsetzen. An solchen Orten mussten häufig die Waren umgeladen werden: an Stelle der Wagen treten Saumtiere, die die Lasten den schmalen und holperigen, steil ansteigenden Saumweg hinauftragen, der nicht bei jeder Witterung begangen werden kann; schon mancher Säumer und manch Saumpferd ist von Lawinen in der Tiefe begraben worden. Infolge der gewaltigen Stufen am Talausgang vieler grösserer Seitentäler ist der Verkehr zwischen Haupt- und Nebentälern im Winter besonders schwierig und häufig wochenlang unmöglich, und die Bewohner bleiben sozusagen von der ganzen übrigen Welt abgeschlossen. Eine derartig schwierige Verbindung nach aussen ist es, welche Seitentälern, wie dem Val d'Hérens, dem Val d'Anniviers, dem Safiental, dem Avers usw. jene Abgeschlossenheit verleiht, die sich in den altertümlichen Lebensverhältnissen der dortigen Bevölkerungen aufs getreueste wiederspiegelt (Walser). Auch im Lötschental und sogar zuoberst in der Haupttalflucht des Wallis, im Goms, haben die Bewohner in Sprache, Sitten und Gebräuchen, in Kleidung und Beschäftigung ihre Eigenart bis auf die heutige Zeit bewahrt. Was seit Jahrhunderten unbeeinflusst von fremden Erscheinungen tagtäglich geübt und gehalten worden ist, vermag sich lange Zeit gegen vereinzelte Neuerungen zu behaupten. Dagegen müssen alte Sitten und Gebräuche endlich weichen, wenn mit Hilfe der modernen Verkehrsmittel auch die moderne Kultur mit

Wucht in die einsamsten Alpentäler hinaufdringt und von der jungen Generation aufgesogen wird. Wenn es auch zu begrüssen ist, dass in mancher Beziehung diese moderne Kultur viel Gutes, viel Licht in dunkle Winkel bringt, so nehmen wir doch auch mit Bedauern wahr, dass viel Schönes und Erhebendes aus der alten Zeit verschwindet.

Wie in den Ebenen, so gilt auch in den Gebirgstälern der Satz, dass günstig gelegene Orte bei steigendem Verkehr gewinnen. Schon von alters her sind Orte am Fusse von Hauptstufen infolge des Verkehrs von Bedeutung gewesen: hier stösst der ebene, breite Aufschüttungstalboden mit dem schmäleren, felsigen Boden stufenförmig einsetzender, grösserer Ursprungstäler nahe zusammen, und hier werden heute noch Waren umgeladen, umgetauscht, aufgestapelt und versandt. Die Bedeutung dieser Orte ist in der Gegenwart noch gesteigert worden; denn bis hierher rollen nun die Züge der Eisenbahnen, und von der Endstation an erfolgt allseitige Umladung: so bei Meiringen, Frutigen, Zweisimmen, Chur, Chiavenna, Linthtal, Thusis; bis vor kurzem auch: Domodossola, Brig, Erstfeld. Ja, noch in der letzten und jüngsten Phase der Entwicklung des Bahnverkehrs, der mittelst grossartiger Tunnelbauten ermöglichten Durchquerung der Hauptkämme von mehreren der genannten Orte aus, ist deren Bedeutung nicht kleiner geworden. Dazu kommt der dem modernen Fremdenverkehr angepasste Bahnbetrieb in den Alpen, seien es Drahtseilbahnen auf hohe Terrassen, Zahnradbahnen auf Berggipfel hinauf, Schmalspurbahnen oder endlich elektrische Bahnführung; meist knüpfen solche Bahnen an die Endstationen der dem gewöhnlichen Verkehr dienenden Bahnlinien an. Die poesievolle, aber umständliche Art der Postreisen verschwindet nach und nach. Zufolge dieser bequemeren Zufahrtslinien sind viele klimatisch begünstigte, hochgelegene Terrassensiedelungen und andere Orte zu stark besuchten Centren der Fremdenindustrie — sowohl Sommerfrischen wie Winterkurorten — geworden. Unschätzbar sind die Dienste, die Telegraph und Telephon im Gebirge schon geleistet haben.

3. Auch die moderne Industrie zieht aus den eigenartigen hydrographischen und morphologischen Verhältnissen der Alpentäler je länger desto grösseren Nutzen. Längst hat

der Bergbau begonnen, wertvolle Schätze an Marmor und anderen Bausteinen, an Salz, Erz und Kohlen dem Innern der Alpengebirge zu entheben, Produkte, die zufolge des geologischen Aufbaus aufgedeckt wurden; infolge der veränderten Verkehrsverhältnisse ist der Abbau auf Erze und Kohlen in den Alpen in jüngster Zeit fast gänzlich erloschen. Gross ist dagegen die Verwertung der Waldungen seit alters gewesen. Aber anders als früher, als in der Bergschlucht nur die Säge einsam ihr regelmässiges Gekreisch ertönen liess, oder als im stillen Bergtal der Eisenofen glühte, schnurren jetzt am Ausgang der Hängetäler oder Stufen der Haupttäler die Räder der Kraftwerke: die an diesen Stellen aufgefangene, gewaltige Kraft des Bergbaches, dessen Wasser mit unwiderstehlicher Wucht den Turbinen zuströmt, wird hier in Elektrizität umgewandelt, die Bahnwagen schiebt und ganze Dörfer und entfernte Städte mit Licht, kleinere Betriebe mit Kraft versieht; in manchem Hofe, in dem vor noch nicht hundert Jahren der Kienspan loderte oder ein düsteres Oellicht glimmte, sieht man jetzt zahlreiche Glühlampen strahlen und Küche, Zimmer, Stall und Scheune erhellen.

Neuerdings sind es hauptsächlich die elektrolytischen Betriebe der Metallurgie und der Elektrochemie, die derart den stärksten Wasserkräften nachgehen: das Aluminium von Chippis (Wallis), das Kalciumkarbid von Thusis, Gurtnellen, Vernayaz und Flums, der Chlorkalk und das Aetznatron von Monthey, die Bleigewinnung von Gampel[1]); ferner Oberried und Brig.

Andere bedeutende Fabriken, die ebenfalls grosse Kraft benötigen und die Rohstoffe teils aus der Umgebung, teils zufolge der jetzigen günstigen Verkehrsverhältnisse aus dem Ausland beziehen, haben eine ähnliche Lage an der Mündung von Hängetälern, wie die Chokoladefabriken in Vevey, Broc und Chur, die Konservenfabriken in Saxon und Vevey, die Papierfabriken in Glarus und Landquart etc. Die Schweiz ist recht eigentlich das Land der «weissen Kohle». Tatsächlich steht wohl nirgends wie hier auf engem Raum die Verwertung der Wasserkräft in so hoher Blüte,[1]) und diese Tatsache verdankt das Land seinem grossen Reichtum an Talstufen und Stromschnellen.

[1]) Vergl. Die Schweiz, Verl. Gebr. Attinger, Neuenburg 1909, S. 573—603.

Schluss.

Kein Gebirge auf der ganzen Erde weist wie die Alpen eine solche Fülle morphologischer Eigentümlichkeiten auf, wie sie geschildert wurden, und aus diesem Grunde treten uns sowohl in der physikalischen Natur wie auch in Bezug auf die menschliche Bevölkerung in den Alpentälern ganz besondere und charakteristische Verhältnisse entgegen, wie sie in solcher Art und Bedeutung noch nirgends nachgewiesen worden sind.

Und diese Erscheinungen haben ihre ganz bestimmte Ursache: die Vergletscherung. Ohne die infolge der Vergletscherung entstandenen Formen würden unsere Berge und Täler in jeder Hinsicht ein ganz anderes Bild darbieten: sie würden monotoner sein.

Grossartig sind die Alpentäler landschaftlich durch die Kontraste der Formen und der Farben; ohne die eiszeitliche Vergletscherung würden in erster Linie unsere wundervollen, zwischen hohen, wilden Felsenufern tief gebetteten Seen sozusagen alle fehlen, würden aber auch die breitausladenden, hohen Talterrassen und die Kare fehlen, die für die alpine Wirtschaft von ganz besonderer Bedeutung sind. Denn das hauptsächlich sind die schönen «Berge», die grossen und grasreichen «Alpen», auf denen der Aelpler zur Sommerszeit mit seiner Herde hirtend weilt und von welchen er hinabschaut tief hinunter in das Tal, wo seine Lieben wohnen und sein Heimatdörflein liegt. Auf den Alpen findet der Senne seine Lust und seine Freude in lohnender Arbeit, die freilich auch Mühen und Sorgen ihm bringt; von hier aus späht er hinauf an die felsigen Wände nach jagdbarem Wild oder nach drohenden Lawinen und Steinschlägen, und er achtet auf den Zug der Wolken, die sich über die Gletscherberge wälzen. Auf den Bergen fühlt sich der Aelpler als ein König, der frei

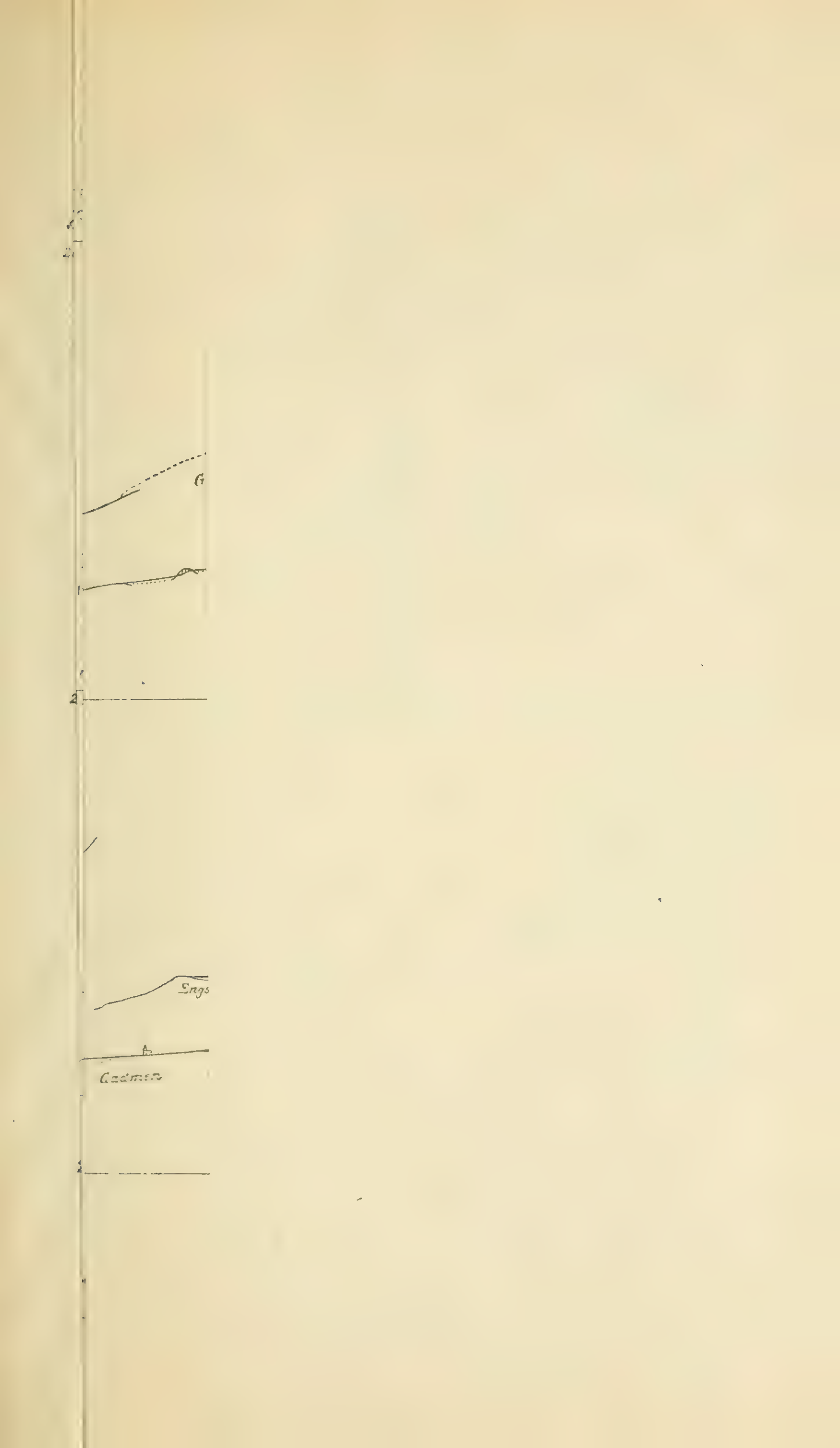
regiert und herrscht und waltet, nur dem höchsten Wesen untertan, das in der Natur gewaltig zu den Menschen spricht.

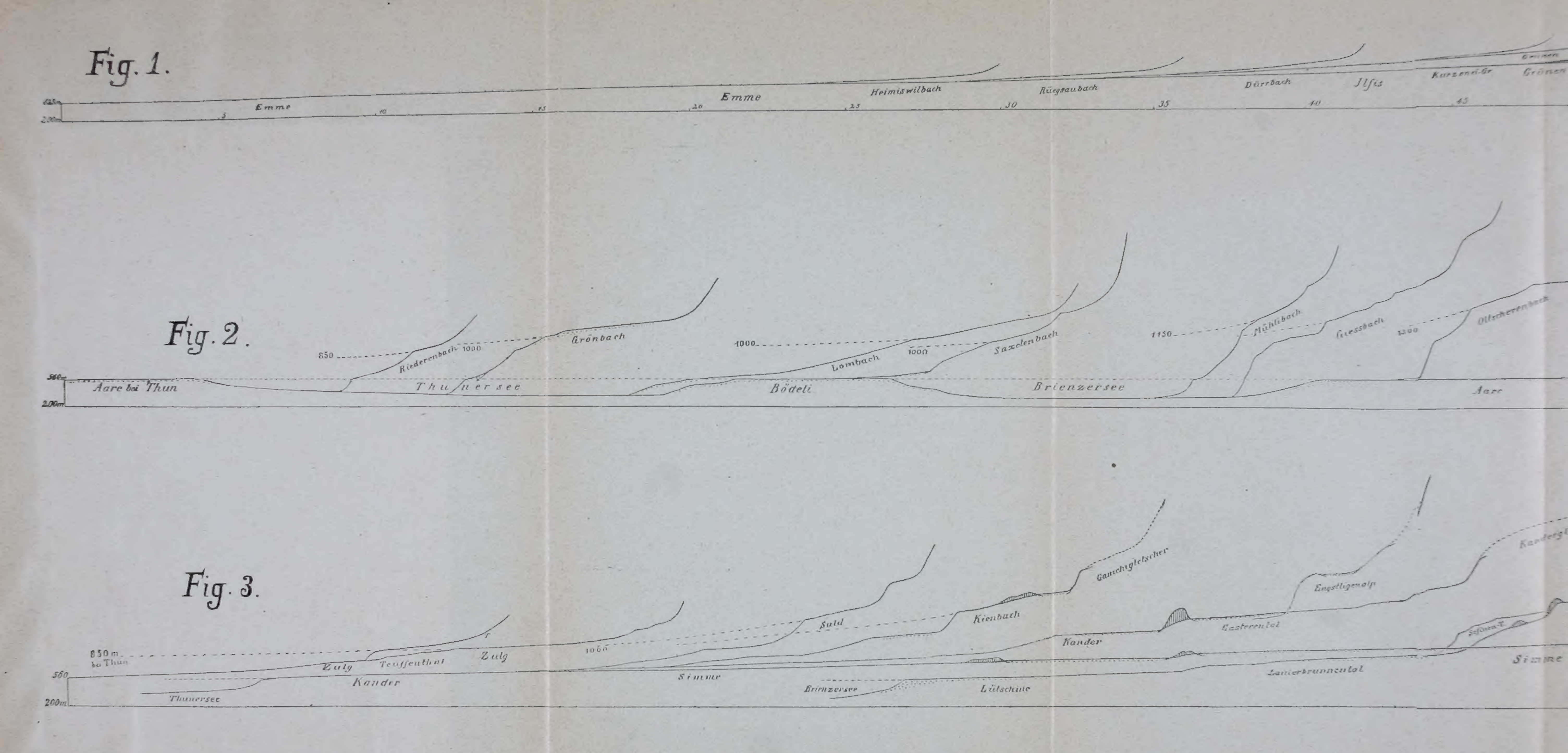
Von diesen Alpterrassen auch schaut der Alpbewohner weit in das Tal hinaus, und mannhaft greift er dann zur Waffe, wenn Feinde kommen und ihn knechten wollen. Hier auf den Bergen ist der Sinn der Eidgenossen wachgerufen worden für die Freiheit; denn in der harten Arbeit um das tägliche Brot ist ihre Kraft gewachsen, und im steten Kampfe gegen die Gewalten der Natur hat sich ihr Mut gestählt, die Freiheit zu behaupten.

Die Täler der Schweizeralpen mit ihren ringseingeschlossenen, von Riegeln abgesperrten Becken waren die Wiegen der Freiheit seiner Bewohner, welche diese Wiegen zu Burgen der Unabhängigkeit umgewandelt haben.



Inhaltsverzeichnis.





Längenprofile durch Täler des Aare-und Emmegebietes.

gez. von Fritz Nussbaum, 1909.

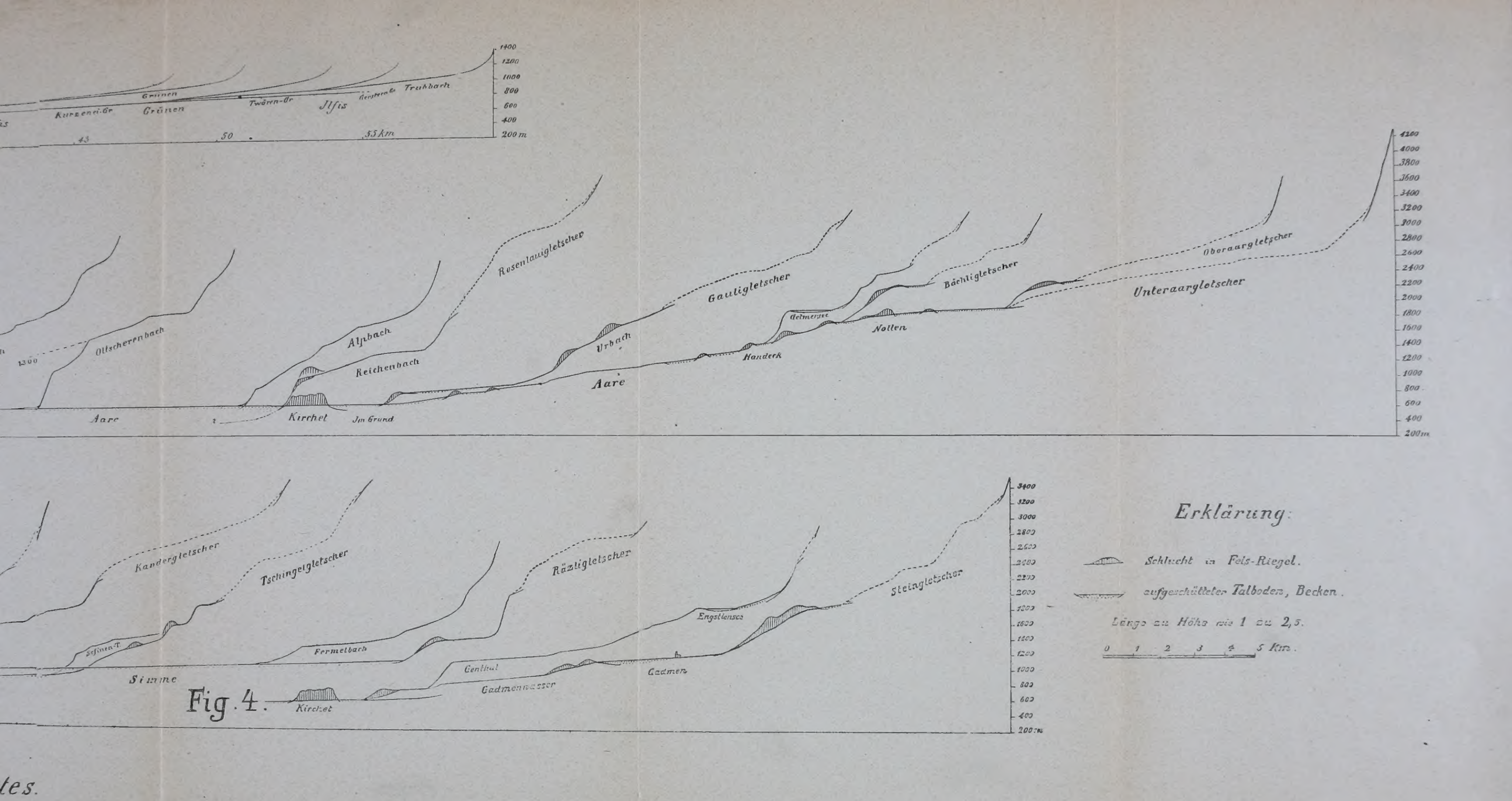

Kurzenei-Gr.
Grünen
Twären-Gr.
Ilfis
Trubbach
45
50
55 km
Rosenlauigletscher
Oltscherenbach
Alpbach
Reichenbach
Aare
Kirchet
Im Grund
Gauligletscher
Urbach
Handeck
Gelmersee
Nollen
Bächligletscher
Oberaargletscher
Unteraargletscher
Kandergletscher
Tschingelgletscher
Rätzligletscher
Fermelbach
Simme
Kirchet
Genthal
Gadmenwasser
Gadmen
Engstlensee
Steingletscher
Erklärung:
Schlucht in Fels-Riegel.
aufgeschütteter Talboden, Becken.
Länge zu Höhe wie 1 zu 2,5.
0 1 2 3 4 5 Km.

Fig. 4.

…tes.







